G. MERCALLI

I VULCANI ATTIVI DELLA TERRA

MORFOLOGIA - DINAMISMO - PRODOTTI
DISTRIBUZIONE GEOGRAFICA - CAUSE

Con 82 incisioni e 26 Tavole

ULRICO HOEPLI
EDITORE LIBRAIO DELLA REAL CASA
MILANO

1907

INDICE DELLE MATERIE

INTRODUZIONE

> «I vulcani sono la più grande scuola di Fisica del Globo».
>
> L. PILLA.

Nei vulcani abbiamo la sintesi di tutti i fenomeni terrestri endogeni; poichè i sismi e i bradisismi, le intrusioni sotterranee di magma cristallini, i geysers, le emanazioni gassose, ecc., sono estrinsecazioni delle forze interne del globo, che, se avvengono talvolta anche fuori dell'azione vulcanica, pure tutti accompagnano, in diversi luoghi e in diversi tempi, l'attività dei vulcani propriamente detti.

Dei fenomeni vulcanici bisogna ricercare le leggi, indagare le cause, descrivere gli effetti e principalmente le modificazioni, che essi apportano alla crosta della terra, quali sono, per dire solo di alcune, la circolazione delle rocce dall'interno verso l'esterno della litosfera terrestre, e la formazione di montagne e di isole nuove. È chiaro, infatti, che la morfogenesi terrestre è sempre la risultante di due ordini di forze — endogene ed esogene — le cui azioni possono essere simultanee o successive, ben distinte nella causa, ma confuse nell'effetto.

Ne segue, che quello dei vulcani è uno studio

complesso e molto importante, che forma parte essenziale della dinamica terrestre, e quindi della geologia; poichè, in tutte le epoche geologiche, furono attivissimi i fenomeni vulcanici, probabilmente diversi da quelli attuali solamente per la diversa intensità della loro azione.

Ma, se la vulcanologia porta un grande contributo alla geologia teoretica, alla sua volta lo studio dei vulcani riceve luce non piccola dalle ricerche geologiche. Infatti, la denudazione e le dislocazioni della crosta terrestre, di cui si occupa la geologia, mettono in evidenza l'interna struttura dell'edificio vulcanico, mostrano i rapporti dei vulcani colle fratture terrestri, le relazioni tectoniche e genetiche delle rocce ignee con quelle sedimentari, attraverso le quali le prime vennero alla luce, e colle quali si interstratificarono. Tanto che quasi sempre il vulcanologo deve chiedere alle rocce sedimentari di contatto l'età delle formazioni vulcaniche.

Come la geologia anche la geografia fisica dà lumi preziosi alla scienza dei vulcani, e, nello stesso tempo, riceve da questa molteplici dati per i suoi progressi.

È poi indispensabile l'aiuto della mineralogia e della petrografia, per lo studio dei prodotti solidi delle eruzioni, e quello della fisica e della chimica, per determinare la composizione dei prodotti gassosi, la temperatura delle lave e delle fumarole, ed in generale tutte quelle proprietà fisico-chimiche dei magma eruttivi, che ci danno ragione della loro sorprendente e molteplice attività, esplosiva, effusiva e metamorfizzante.

Si aggiunga che i fenomeni vulcanici e quelli meteorici hanno molti punti di contatto e s'influenzano reciprocamente. Basti ricordare che nel pino vulcanico spesso il lampo guizza come nelle nubi temporalesche, e che le variazioni barometriche e le forti precipitazioni atmosferiche hanno forse un'azione non indifferente sulla forza delle esplosioni vulcaniche.

Infine, durante tutto il corso di un'eruzione, il suolo non è mai perfettamente tranquillo, e talvolta il magma lavico prima di erompere dalla bocca di un vulcano, scuote per anni interi le regioni circostanti, sicchè in tali casi, l'eruzione non è se non l'ultima fase risolutiva di un periodo sismico. Le ricerche vulcanologiche, quindi, sono indissolubilmente connesse e devono essere necessariamente completate da quelle sismologiche. E se si arriverà, come non sono alieno dallo sperarlo, alla previsione delle eruzioni, ciò sarà per certo, se non totalmente, almeno principalmente, coll'ascoltazione micro-sismica del suolo.

Speriamo che non sia lontano il giorno in cui si potranno fare serî presagi vulcanologici; e allora, se la scienza non potrà impedire che i vulcani distruggano case e vigneti colle loro onde infuocate, varrà almeno ad ottenere che non si ripetano stragi di vittime umane terribili, come quelle recenti di St. Pierre e di St. Vincent.

Segue dalle cose dette che lo studio dei vulcani ha bisogno del sussidio di molte altre scienze. Ed è per tale motivo che solo da pochi anni ha preso una forma veramente scientifica, dopo che queste discipline ausiliarie hanno fatto progressi sufficienti per fornire al vulcanologo i mezzi di ricerca.

Il contenuto e i metodi della vulcanologia, che, colle parole precedenti, ho brevemente abbozzato, risulteranno assai meglio chiariti da un breve cenno storico di questa scienza.

Ci fu chi scrisse che la chimica nacque in Francia, ma, a ben più forte ragione, si può asserire che la vulcanologia nacque in Italia. Poichè italiani furono i primi studiosi dei fenomeni vulcanici, e ai vulcani attivi e spenti d'Italia pellegrinarono i più rinomati vulcanologi stranieri per confermare e correggere con lo studio dei fatti le loro teorie. Perciò la lingua tecnica internazionale della vulcanologia si può dire essenzialmente italiana, e in tutti gli stranieri idiomi trovate le parole italiane più famigliari a questa scienza, cioè: cratere, bocca, lava, lapillo, bomba, pomice, ecc.

Nella storia della vulcanologia bisogna distinguere almeno tre grandi periodi, cioè:

1° dall'antichità al 1631;

2° dal 1631 al 1788;

3° dal 1788 al presente.

Cominciamo dal primo.

Nelle cronache e nelle storie antiche e medioevali sono registrate almeno le date e qualche tratto più caratteristico delle maggiori eruzioni, specialmente dei vulcani della zona mediterranea. Ora queste notizie, per quanto incomplete, non sono inutili per la scienza, perchè servono a stabilire, a grandi tratti, il ritmo dei periodi eruttivi, nello stesso modo che la semplice data della comparsa di sciami di stelle cadenti o di comete serve agli astronomi per costruire l'orbita di questi astri.

Di più, come non si può dire di conoscere il ca-

rattere del clima di una regione, senza possedere una lunga serie di osservazioni riguardo alle variazioni dei suoi elementi, così il carattere di un vulcano non si può definire, senza conoscere le variazioni della sua azione per lunghi periodi di tempo. Lo studio monografico e completo di un'eruzione, come si può eseguire coi mezzi che attualmente forniscono le scienze naturali, lascia sempre qualche punto oscuro, senza la luce di fatti simili avvenuti in passato. Specialmente i possibili rapporti dei fenomeni eruttivi con i terremoti, coi fenomeni meteorici, coll' attrazione luni-solare, ecc., non possono risultare se non *per induzione* del confronto delle date delle eruzioni con quelle degli altri fenomeni di cui si cercano le influenze; e le conclusioni che ne derivano, saranno tanto più attendibili, quanto maggiore è il numero dei fatti messi a confronto fra loro. Perciò la ricerca della semplice data di un' eruzione, o dei fenomeni più salienti che la caratterizzano, ha per il vulcanologo la stessa importanza del ritrovamento di un fossile per lo storico della terra.

Ma se nell'antichità e nel medio evo sono scarsi i fatti e le notizie positive dei fenomeni vulcanici, non fanno difetto le idee teoriche, quasi divinazioni di uomini di genio, le quali contengono in germe talune delle moderne teorie vulcaniche.

Platone (nel Fedone) ammetteva l' esistenza del Pyroflegetonte, fiume di fuoco sotterraneo (magma cristallini dei moderni), che trova nei vulcani uno sfogo. Seneca pensava che, esistendo in più luoghi del sottosuolo materie incandescenti, penetrandovi l'acqua e trasformandosi in vapore ad alta tensione,

avvengono terremoti ed eruzioni (1). Infine Aristotile affermava, con mirabile chiarezza, il legame tra le eruzioni e i terremoti precursori, quando scriveva: « terraemotus in quibusdam locis factus non desiit, antequam erumpens in eum, qui super terram.... movit ventus.... Quale factum fuit super sacram insulam (is. di Vulcano).... In hac enim intremuit aliquid terrae, et ascendit, velut collis, moles cum sono; tandem aut rupta exivit multus spiritus, et favillam et cinerem elevavit » (2). Con queste parole il grande filosofo precisava il concetto essenzialmente vero che i vulcani sono, in certe regioni e in certe circostanze, valvole di sicurezza contro i terremoti.

Ma fino a tutto il secolo XVI non si può dire che esistesse una vera scienza dei vulcani, neppure in embrione, poichè di essi parlano gli storici e i filosofi, ma solo incidentalmente e sempre molto brevemente a complemento della cronaca civile dei popoli o ad illustrazione di teorie filosofiche. I naturalisti cominciarono ad occuparsi direttamente ed espressamente dello studio dei vulcani verso la metà del secolo XVII, scossi da due grandi fenomeni avvenuti in Italia: la eruzione vesuviana del 1631 e quella etnea del 1669. Intorno alla prima si fecero più di 200 pubblicazioni, molte delle quali apprezzate e ricercatissime specialmente dagli stranieri e recentemente il Le Hon potè, in base a tali relazioni, ricostruire, con sufficiente esattezza scientifica, la topografia di quella terribile eru-

(1) SENECA, *Natur. quaest.* lib. VI, scrive: « Ignem causam motus quidam et quidem non eamdem indicat.... Videmus aquam spumare, igne subiecto. Quod in hac aqua facit inclusa et augusta, multo magis illum facere credamus, quum violentus ac vastus, ingentes aquas excitat ».

(2) In BONITO, *Terra tremante*, p. 10-11.

zione e la storia delle sue fasi. Similmente dalle relazioni del Borelli, del Mancini, del Tedeschi e di altri, il Waltershausen potè tracciare esattamente la pianta dell'apparato eruttivo etneo del 1669.

A partire da quest' epoca, la vulcanologia del Vesuvio e dell'Etna si può dire che ci è perfettamente nota almeno dal lato fenomenologico; ed anche degli altri vulcani del globo possediamo notizie, in generale, staccate e interrotte, ma non prive d' interesse. Il Sorrentino, il Serrao, il De Bottis, il Padre Della Torre, l'Hamilton per il Vesuvio; il Recupero, l' Amico, il Bocconi, il Massa per l'Etna, non ci tramandarono delle semplici date, ma ci lasciarono descrizioni accurate e spesso dettagliate delle eruzioni, frutto di osservazioni personali, nelle quali il vulcanologo moderno può trovare dati preziosi di confronto coi fenomeni che attualmente presentano i vulcani, e, da una serie di fatti, che si succedono cogli stessi caratteri, può dedurre, con sicurezza, le leggi dei fatti stessi. Nei citati autori troviamo con sufficiente esattezza distinte le esplosioni centrali dalle eruzioni laterali, i fenomeni precursori, il diverso aspetto delle lave e dei proietti; infine troviamo indicati con disegni grossolani ma veritieri il percorso delle lave e la posizione delle bocche d'efflusso.

E se nelle relazioni vulcanologiche dei secoli XVII e XVIII manca quasi totalmente l'esame mineralogico e petrografico dei prodotti delle eruzioni; in esse tuttavia abbiamo dati sufficienti per rendere almeno parzialmente possibile uno studio d' integrazione specialmente coll'aiuto dei ricchi materiali esistenti nei nostri musei universitarî.

Una data famosa nella storia della vulcanologia — colla quale io ritengo che cominci il suo periodo moderno — è quella del 1788, in cui lo Spallanzani intraprese un viaggio ai vulcani attivi d' Italia rimasto memorabile negli annali della scienza. Infatti, colle osservazioni e le esperienze del grande naturalista emiliano, ebbe davvero uno splendido inizio lo studio positivo dei vulcani e dei loro prodotti. Perciò lo Scrope, nel 1825, scriveva: « Sono le osservazioni fatte dallo Spallanzani sullo Stromboli nel 1788, le prime che hanno presentato l'azione vulcanica sotto il suo vero aspetto » [1].

Quasi contemporaneamente al viaggio dello Spallanzani, Dolomieu visitava le isole Eolie e quelle di Ponza, e pubblicava intorno ad esse due classiche memorie vulcanologiche; Hamilton e Breislak illustravano splendidamente il Vesuvio e i Campi Flegrei; il Ferrara e l'Alessi l'Etna.

Nella prima metà del secolo XIX lo studio dei vulcani d' Italia progredì rapidamente, poichè qui vennero tutti i più illustri fisici e naturalisti del mondo, specialmente attratti dai fenomeni del Vesuvio, il vulcano più istruttivo e più accessibile del globo [2]. E degno di essere ricordato è il giorno 29 luglio 1805, nel quale si trovarono contemporaneamente alla cima del nostro vulcano Gay-Lussac, Humboldt e De Buch. Pochi anni dopo Davy, Daubeny, Ménard de la Groye, Scrope, Auldjo, Abich, studiarono i vulcani italiani. I

---

[1] Ce sont les observations faites par Spallanzani sur Stromboli, en 1788, qui ont les premières présenté l'action volcanique sous son vrai jour (SCROPE, *Les volcans*, p. 31).

[2] « Von allen Vulkanen ist des Vesuv als der am leichtesten zugängige am genauesten bekannt und am meisten beobachtet ». (ROTH. *Des Vesuv.*, p. III).

primi tre specialmente si occuparono della composizione chimica, sino allora poco nota, dei prodotti gazosi vesuviani e delle incrostazioni deposte dalle fumarole. Riconobbero l'acido cloridrico come il primo ad apparire e il principale dei prodotti gassosi. Constatarono anche la presenza dell' idrogeno libero e di altri gas combustibili e osservarono nel cratere del Vesuvio vere fiamme generate dalla loro combustione. Abich, invece, diresse le sue investigazioni a far conoscere la composizione chimica e mineralogica dei prodotti solidi delle eruzioni.

Studi ancora più importanti e più continuati fecero, sulle eruzioni del Vesuvio, Monticelli e Covelli, Pilla e Cassola, e per primi classificarono scientificamente le fumarole e stabilirono che la natura dei loro prodotti cambia col variare della temperatura: legge questa che poi venne meglio precisata, ma trovata essenzialmente vera da Ch. S. Claire Deville, da O. Silvestri, da Fouquè e da Palmieri. Infine ricorderò che Arcangelo Scacchi illustrò splendidamente la ricca serie dei minerali esistenti nei projetti del Somma e nelle spaccature delle lave del Vesuvio.

La vulcanologia, rimasta fino al principio del sec. XIX quasi esclusivamente vesuviana, cominciò nella prima metà di questo secolo ad estendere le sue ricerche anche agli altri vulcani del globo, assumendo quel carattere di generalità, che è essenziale ad ogni scienza.

Il meccanismo delle eruzioni eccentriche venne studiato specialmente all' Etna, dove esse presentano fenomeni assai più interessanti e grandiosi che al Vesuvio. Tali fenomeni sono con rigore scientifico esposti

nelle relazioni del Maravigna, di Mario e Carlo Gemellaro, del Mercurio, e sopratutto nei lavori di Sartorius von Waltershausen e di Orazio Silvestri. Il primo ci lasciò in un' opera monumentale uno studio geologico e petrografico dell'Etna e delle sue eruzioni, quale non possediamo per nessun altro vulcano del globo; il secondo studiò per 25 anni le eruzioni dell'Etna sotto tutti i rispetti, fisico-chimico-petrografico e geodinamico.

Le isole Eolie, dopo le prime osservazioni di Spallanzani e di Dolomieu, erano rimaste come abbandonate perchè di difficile accesso. Solo recentemente furono oggetto di estese ricerche per opera di Mallet, di O. Silvestri, di A. Cossa, di Bergeat, di Sabatini. E al loro studio io portai pure il mio modesto contributo, tanto che, mentre il Pilla riteneva che l'isola Vulcano non fosse neppure da annoverarsi fra i vulcani attivi, io invece potei presentarla come tipo di una speciale attività esplosiva che chiamai *vulcaniana*.

L'estrema mobilità di un magma basaltico e le sue projezioni luminose vennero recentemente studiate al Mauna Loa, e al Kilauea da Coan, da Green, da Brigham, da Dutton, da Dana e da altri; e le loro osservazioni costituiscono da sole un materiale assai prezioso per la vulcanologia.

Passi da gigante fece questa scienza nel sec. XIX per gli studi di De Buch sulle isole Canarie, di Bory de St. Vincent e di Vélain sui vulcani delle isole del mare africano, di Bunsen sui vulcani e sui geysers d'Islanda, di Humboldt e di Boussingault sui vulcani delle Ande, di Junghun, Stöhr e Verbeek su quelli

di Giava e di Sumatra, di Dollfus e Monserrat, di Seebach e di Stübel su quelli dell'America centrale, di Hochstetter sui vulcani della N. Zelanda, di Milne sui vulcani del Giappone, di Lacroix su quelli delle P. Antille, di Geikie sui vulcani spenti dell'Inghilterra e di altri che per brevità non posso nominare.

I fenomeni speciali delle eruzioni sottomarine sono oramai conosciuti in tutti i loro particolari per i lavori di Prevost, di Hoffmann, di Gemmellaro sull'isola Giulia, di Riccò sull'eruzione di Pantelleria del 1891 e sopratutto per l'opera magistrale del Fouquè sopra Santorino, la quale formerà una delle fonti principali della nostra trattazione.

Anche la parte statistica della vulcanologia, che si propone d'integrare la storia delle eruzioni delle epoche passate, ebbe nel secolo scorso cultori esimî — quali Von Hoff, Mallet, Perrey, Landgrebe, Montessus de Ballore e molti altri.

Infine recentemente si fecero tentativi ben riusciti di vulcanologia sperimentale. Daubrée, imitando le circostanze in cui agisce la natura nell'interno della terra, ottenne per via umida i principali minerali delle rocce eruttive e spiegò in qual modo penetra l'acqua nei focolai vulcanici. Fouquè e Levy ottennero per fusione ignea, ossia per via secca, impasti cristallini molto simili alle lave; infine Reyer studiò l'attività meccanica dei magma e cercò di spiegare il meccanismo dei fenomeni d'intrusione e di efflusso. Altri, invece, tra cui va segnalato il Lacroix, trovarono spiegazioni soddisfacenti della diversa struttura delle rocce eruttive, della genesi dei minerali di contatto, delle differenziazioni interne dei magma vulcanici, e

infine, della loro svariata azione metamorfizzante sulle rocce incluse o includenti.

Le teorie generali sul vulcanismo nel periodo moderno progredirono di pari passo col moltiplicarsi delle osservazioni e delle ricerche analitiche speciali sui vulcani di tutto il globo; ma la sintesi è sempre più ardua dell'analisi, e perciò, intorno alle cause generali del vulcanismo, molte ancora sono le quistioni insolute e intorno alle quali la mente dei vulcanologi non è concorde. La teoria dei crateri di sollevamento concepita da De Buch e sostenuta dai nomi autorevoli di Humboldt e di Elie de Beaumont, presto cadde, vittoriosamente combattuta dalle osservazioni di Scrope, di Lyell, di Constant Prevost, dello Stoppani, i quali ritornarono all'antico e naturale concetto dell'accumulazione esterna, già dallo Spallanzani scientificamente formulato. Leopoldo Pilla, memore del « sapientis est mutare consilium », fu prima sostenitore, poi schietto oppositore della teoria debuchiana. Di questa teoria, però, sopravvisse il principio informatore, ma applicato in modo più razionale e più conforme ai principî della meccanica; poichè le laccoliti osservate da Gilbert e da Cross nell'Utah, e poi da altri in diverse parti del globo, dimostrano che la forza espansiva dei magma cristallini è capace di spostare rocce già consolidate, al disotto delle quali vengono iniettati.

L'intervento dell'acqua marina nel determinare la causa dei fenomeni vulcanici, già combattuta da Breislak, venne sostenuto specialmente da Angelot e da L. Pilla, e recentemente da Fouquè e da O. Silvestri con argomenti positivi, dedotti dalla composi-

zione chimica dei prodotti delle eruzioni. Certamente, però, l' azione dell' acqua marina non esclude quella dell'acqua meteorica. Forse nei diversi vulcani queste due azioni avranno diversa importanza e saranno da discutersi caso per caso.

L'opinione comunemente ammessa al principio del secolo scorso, che la terra sia anche attualmente formata da un nucleo allo stato di fusione ignea, ricoperto da una crosta relativamente sottile, è stata fortemente scossa con valide argomentazioni specialmente da Hopkins e da Scrope, e oramai generalmente abbandonata, ammettendosi invece l' esistenza di grandi serbatoi di magma cristallini inclusi nello spessore della crosta terrestre, i quali alimentano i singoli gruppi vulcanici. Molte questioni, tuttavia, restano ancora da risolvere a questo riguardo.

E la più importante è quella certamente che concerne l'origine dell'energia termica dei vulcani, causa prima di tutta la loro attività. Poichè ancora si discute se tale energia sia semplicemente un residuo del calore terrestre rimasto nella litosfera terrestre dopo milioni e milioni di anni di lento raffreddamento; ovvero come pensavano Davy e Daubeny, se sia causato dai fenomeni di ossidazione; ovvero, infine, se sia di origine meccanica come recentemente cercarono di dimostrare W. Thomson e R. Mallet.

Sono pure tuttodì discordi e talvolta del tutto contradditorie le opinioni dei vulcanologi intorno alla dipendenza dei vulcani dalle fratture della crosta della terra, intorno alla causa che fa salire il magma e lo fa traboccare all'esterno o esplodere.

A suo tempo diremo quanto possano aver di

vero le diverse supposizioni emesse su questi argomenti. Per ora concluderò questo breve cenno storico, osservando come da esso risulti che la vulcanologia è stata, sino a pochi anni fa, scienza eminentemente italiana, specialmente per la ricca messe di osservazioni, che i nostri vulcani attivi o spenti ad essa fornirono per opera di studiosi nostrali o stranieri. Dobbiamo quindi augurarci e cooperare, per quanto è da noi, perchè questo primato rimanga all' Italia anche nel secolo nuovo.

BIBLIOGRAFIA

Per evitare ripetizioni nelle citazioni, darò qui l'elenco delle opere di cui mi sono maggiormente giovato nella compilazione del presente libro. Così, quando ricorderò un autore senza dare il titolo dell'opera, s'intende che è quello riferito nella Bibliografia. Le memorie che riguardano argomenti speciali, e quelle descrittive dei singoli vulcani verranno indicate nel capitolo a cui si riferiscono.

Devo ringraziare vivamente l'on. Presidenza della Società Napoletana di Storia Patria, per aver messa a mia disposizione la ricca biblioteca vulcanologica che essa possiede.

1. Vulcanologia generale.

ANDERSON (TEMPEST), *Volcanic Studies*. Murray, 1903.

ARRHENIUS, *Zur Physik des Vulcanismus*. Stockholm, 1903.

BISCHOF G., *Lehrbuch der chemischen und physical. Geologie*. Bonn, 1847-54.

BONNEY T. G., *Volcanoes, their structure and significance*. London, 1899.

BOSCOWITZ, *Les volcans et les trembl. de terre*. Paris, 1866.

BOUÉ, *Ueber Solfataren und Krater erloschener Vulcane*, *Sitzber. d. Kais. Akad. d. Wiss*. Wien, 1863.

BREISLAK S., *Institutions géologiques*, t. III, Milano, 1822.

BRONGNIART, *Les volcans et les terrains volcaniques*. Paris, 1829.

BRUN A., *Quelques recherches sur le volcanisme* avec collab. de A. Jaquerod, in *Arch. Sc. Phys. et Nat.*, 1905.

BUCH (DE), *Déscription physique des îles Canaries*, trad. Paris, 1836.

BUNSEN, *Ueber die Prozesse vulcanischer Gesteinbildung in Island*, *Poggend. Ann.*, t. 81.

CORDIER, *Rech. sur différents produits volc.*, *Jour. des Mines*, an. 1807 e 1808.

— *Mém. sur les substances min. dites en masse qui entrent dans la comp. des roches volc.*, in 4°, Parigi, 1815.

DANA J., *Charateristics of Volcanoes.* London, 1890.

DARWIN C., *Observ. géol. sur les îles volcaniques*, trad. par A. F. Rénard, Paris, 1902.

DAUBENY, *A description of active and extinct volcanoes.* London, 1ª ed. 1826, 2ª ed. 1848.

DAUBRÉE, *Études synthétiques de géol. expérimentale.* Paris, 1879.

DAVY H., *Sur les phénomènes des Volcans*, trad. in *Bibl. Univ.* Genève, 1828.

DELANOÜE, *Du rôle des corps gazeux dans les phénom. volcaniques*, in *Boll. Soc. Géol. de Fr.*, 2ª ser., t. 27.

DE LAPPARENT, *Traité de géologie*, 4ª éd. Paris, 1900.

DE LUC, *Observations générales sur les volcans et nouvelles obs. sur les volcans et leurs laves*; in *Journ. des Mines.* Paris, an. X e XII.

DEVILLE (Ch. Sainte-Claire), *Mém. sur les émanations volcaniques, Bull. Soc. Géol. de France*, 1856.

DUROCHER, *Sur les roches ignées et sur les phénom. de leur émission, Compt. Rend. Acad. Sc.*, t. 44.

FALB RUDOLF, *Grundzüge zu einher Theorie der Erdbeben und Vulkanausbrüche*, Graz, 1869-71.

FLAMMARION, *Les éruptions volcaniques et les tremblements de terre.* Paris, 1902.

FOUQUÉ et MICHEL LEVY, *Synthèse des roches eruptives*, Paris, 1882.

FUCHS C. W. C., *Die vulkanishen Erscheingn. der Erde.* 1ª ediz. Leipzig e Heidelberg, 1865, 2ª ed. Leipzig, 1875.

— *Les volcans et les tremblements de terre.* 2ª ed., Paris, 1878.

GATTA L., *Volcanismo*, Milano, 1885.

GAY LUSSAC, *Réflexions sur les volcans. Ann. Ch. et Phys*, t. 22, 1823.

GEIKIE A., *The ancient volcanoes of Great Britain.* London, 1898.

GIBELIN, *Compendio delle Transazioni filosofiche delle Società Reale di Londra - Storia naturale*: parte 1ª *Vulcani e terremoti.* Venezia, 1793.

GIRARDIN, *Considérations générales sur les volcans*, 1831.

GORINI, *Sull' origine delle montagne e dei vulcani - Studio sperimentale.* Lodi, 1851.

GREEN W. L., *The vestiges of the Molten Globe*, Honolulu, 1887.

GÜNTHER S., *Geophysik*, 1ª parte, 1899.

HOFF (K. E. A. von), *Chronik der Erdbeben und Vulkanausbrüche.* Gotha, 1840.

HOFFMANN, *Geschichte der Geognosie und Schilderung der vulkanischen Erdscheinungen.* Berlin, 1838.

HULL EDW., *Volcanoes: Past and present*, London, 1892.

HUMBOLDT A., *Cosmos*, vol. IV, Trad. par Faye, Milan, 1860.

JUDD J. W., *Volcanoes, what they are and what they teach.* London, 1881.

JOHNSTON-LAVIS, *The relationship of the structure of Igneous Rocks to the Conditions of their formation*, *Proc. Roy. Dublin Soc.*, volume IV; 1886.

KLUGE E., *Ueber Synchronismus und Antagonismus von vulk. Eruptionen*, Leipzig, 1863.

KNÜTTEL S., *Bericht über die vulcanischen ereignisse in engeren sinne während des J. 1893*. Wien, 1894.

LACROIX A. *Les enclaves des roches volcaniques*. Macon, 1893.

LANDGREBE G., *Naturgeschichte der Vulcane*. Gotha, 1855.

LEONHARD, *Die noch thaetigen und erloschenen Vulcane*, 1851.

LYELL C., *Principes de Géologie*, trad. par J. Ginestou, Paris, 1873.

MALLET R., *Ueber vulkanische Kraft*, trad. di A. von Lasaulx.

MIRON F., *Études des phénomènes volcaniques*. Paris, 1903.

MUNGO PONTON, *Earthquakes and Volcanoes*. London, 1870.

ORDINAIRE, *Histoire naturelle des volcans*. Paris, 1802.

PECK, *Morphologie der Erdoberfläche*, 1894.

PERREY A., *Notes sur les tremblements de terre en 1843-1871*; sono molte note inserite nelle *Mémoires couronnées de l'Académie royale de Belgique*.

PFAFF F., *Die vulkanischen Erscheinungen*. München, 1871.

PILAR, *Grundzüge der Abyssodynamik* - Agram, 1881.

POIROT, *Sur les trembl. de terre et les volcans* nell'*Écho du Pacifique*, 4 jan. 1865.

PREVOST, *Considérations générales et questions sur les éruptions volcaniques*, *C. R. Acad. Sc.*, 1841.

— *Sur la théorie des cones et des cratères de soulèvement*, *ib.*

REYER ED., *Beitrag zur Physik der Eruptionen und der Eruptivgesteine*. Wien, 1877.

— *Theoretische Geologie*. Stuttgart, 1888.

ROTH J., *Allgemeine und chemische Geologie*, Berlin, 1885.

ROSENBUSCH H., *Mikroskopische Physiogr. d. massigen Gesteine*. Stuttgart, 1877.

RUDOLPH E., *Bericht über die vulcanischen Ereignisse während des J. 1894*, in *Tscher. min. und. petrogr. Mittheil.*, 1896.

— *Ueber submarine Erdbeben und Eruptionen*, in *Beitrage zur Geophysik*. Bd. I.

RUSSELL I. C., *Volcanoes of North America*. New York, 1897.

SCROPE (POULETT G.), *Les volcans, leurs caractères et leurs phénomènes*, trad. par E. Pieraggi, Paris, 1864.

SEEBACH, *Vorl. Mittheil. über die typischen Verschiedenheiten*, in *Bau der Vulkane und über deren Ursache*; in *Zeitschr. d. d. Geol. Gesell.*, 1886.

STOPPANI A., *Corso di Geologia*, vol. I e III, 3ª ediz. Milano, 1900.

STRENG, *Beitrag zur Theorie der vulkan. Gesteinbildung*. Breslau, 1852.

STÜBEL A., *Die Vulkanberge von Ecuador*. Berlin, 1897.

STÜBEL A., *Ueber die genetische Verschiieenheit vulkanischer Berge.* Leipzig, 1903.

SUESS ED., *Das Antlitz der Erde,* Wien.

TSCHERMAK G., *Ueber den Vulkanismus als kosmische Erscheinung;* in *Sitzb. d. Math.-Naturwiss. Akad. Wissenschaften.* Wien, 1877, vol. 75.

VÉLAIN Ch., *Les volcans.* Paris, 1884.

VIREY, *Reflexions geognostiques et chimiques sur les volcans,* in *Ann. Chimie et Phys.* I, 36, 1801.

VOGT, *Ueber Vulkane.* 1875.

WÄGLER C., *Zur geographischen Verbreitung der Vulcane.* Leipzig, 1900.

WASHINGTON H. S., *Chemical analyses of igneous Rocks publ. from 1884 to 1900.* Washington, 1903.

ZIRKEL F., *Lehrbuch der Petrographie.* 2ª ed. Leipzig, 1894.

ZURCHER ET MARGOLLÉ, *Volcans et trembl. de terre.* 1877.

2. Vulcanologia speciale.

ABICH H., *Ueber die Natur und den Zusammenhang der vulk. Bildungen.* Vol. I: *Geol. Beobacht. über die vulkan. Erschein. und Bildung in Unter und Mittel Italien.* Braunschweig, 1841.

ANDERSON (TEMPEST) and FLETT, *Report on the eruptions of the Soufrière in St. Vincent in 1902.* Part. I, London, 1903.

AULDJO J., *Stetches of Vesuvius vith short accounts of its principal eruptions.* London, 1833.

BARATTA M., *Il Vesuvio e le sue eruzioni.* Roma, 1897.

BERGEAT A., *Die Aeolischen Inseln,* in *Abh. d. K. Beyer. Akad. d. Wiss.* Bd. XX, 1899.

BOUSSINGAULT, *Les volcans des Cordilleres et leurs sources acides.*

BORY DE ST. VINCENT, *Voyage dans les quatre principales îles des mers d'Afrique.* Paris, 1804.

BRACCINI G. C., *Dell'incendio fattosi nel Vesuvio a 16 di dicembre 1631 e delle sue cause ed effetti.* Napoli, 1632.

BREISLAK, *Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie,* 2 vol. Paris, 1804.

BRIGHAM, *Notes on the volc. of the Hawaiian Island.* Boston, 1868.

BULIFON A., *Compendio historico degl'incendi del Vesuvio fino all'ultima eruzione del 1698.* Napoli, 1701.

CASSOLA e PILLA, *Lo spettatore del Vesuvio e de' Campi Flegrei.* Napoli, 1832 e 1833.

DE BOTTIS G., *Istoria di varj incendj del monte Vesuvio.* Napoli, 1786.

DE LORENZO G., *Studio geologico del m. Vulture,* in *Mem. R. Accad. Sc.* Napoli, 1900.

DOELTER, *Die Vulcane der Capverden*, Graz, 1882.

DEVILLE (Ch. St. Claire), *Voyage géologique aux Antilles et aux îles de Ténériffe et de Fogo*. Paris, 1849.

DOLLFUS et DE MONTSERRAT, *Mission scientifique au Mexique et dans l'Amerique centrale*. Paris, 1868.

DOLOMIEU D., *Voyages aux îles Lipares*. Paris, 1873

DRASCHE, *Die Insel Réunion (Bourbon)*. Wien, 1878.

DUFRENOY, *Mem. sur les terrains volcaniques des environs de Naples*. in *Ann. des Mines an. 1837*.

DUTTON C. E., *Hawaiian Volcanoes. Fourth Ann. Rep. of the Direc. of the U. S. Geol. Surv.* 1882-83.

FERRARA F., *I campi flegrei della Sicilia*. Messina, 1810.

FOUQUÉ F., *Rapport sur l'éruption de l'Etna en 1865*, in *Comp. Rend. Acad. d. Sc.* Paris, an. 1865.

— *Santorin et ses éruptions*. Paris, 1879.

FORBES, *Iceland: its volcanoes, Geysers and Glaciers*. London, 1860.

GATTA L., *L'Italia, sua formazione, suoi vulcani e terremoti*. Milano, 1882.

GEMELLARO C., *La vulcanologia dell'Etna*, in *Atti Accad.* GIOENIA, *XXXIV*.

GIULIANI G., *Trattato del monte Vesuvio*. Napoli, 1632.

HAMILTON W., *Observations on mount Vesuvius, Etna and other volcanos* in a *series of letters adress. to the Royal Society*. London, 1793.

— *Campi Phlegraei. Observations on the volcanos of the two Sicilies*. Naples, 1776.

HOCHSTETTER, *Geologie von Neu-Seeland*. Wien, 1864.

HOFFMANN F., *Ueber die geogn. Beschaffenheit der Liparischen Inseln*. Leipzig, 1822.

HUMBOLDT A., *Kleinere Schriften* (Cordilliere, Quito, Mexico). Stuttg., 1853.

JOHNSTON LAVIS H., *The Geology of monte Somma and Vesuvius, being a study in Vulcanology, Quart. Jour. Geol. Soc.* London, vol. XL, 1884.

— *Reports of the Commitee for the Investigation of the Volcanic Phenomena of Vesuvius, and its Neighbourhood:* dieci rapporti dal 1885 al 1894 pubbl. in *Reports Brit. Assoc. Advanc. Sc.*

JUDD J. W., *Contributions to the study of Volcanoes*, in *Geol. Magazine*. an. 1875.

JUNGHUN F., *Topogr. und naturwiss. Reisen durch Java*, an. 1845.

LACROIX A., *La montagne Pelée et ses éruptions*. Paris, 1904.

LOGAN-LOBLEY J., *Mount Vesuvius*. London, 1868.

MARCUSE A., *Die Hawaii-Inseln*. Berlin, 1894.

MERCALLI G., *Vulcani e fenomeni vulc. in Italia*. Milano, 1883.

MILNE J., *The volcanoes of Japan*, in *Trans. Seis. Soc. Japan*, an. 1886.

MONTICELLI (e Covelli), *Storia dei fenomeni del Vesuvio avvenuti negli anni 1821-22-23*. Napoli, 1823.

MONTESSUS DE BALLORE, *Trembl. de terre et éruptions volcaniques au centre-Amerique*. Dijon, 1888.

PALMIERI L., *Annali dell'Osservatorio Vesuviano*. Anni 1859-1873.

PHILLIPS J., *Vesuvius*. Oxford, 1869.

PILLA L., vedi Cassola.

RELAZIONE *della Commissione incaricata dal R. Governo per lo studio delle eruzioni dell' isola Vulcano cominciate il 3 agosto 1888*, in *Annali Ufficio centr. di Meteor. e Geod.* Roma, 1890 (Comiss.: O. Silvestri, G. Mercalli, G. Grablovitz, Clerici).

REPORT *of the Krakatoa committee of the Roy Soc. of London: The eruption of Krakatoa and subsequent Phenomena* (Commiss.: *Bonney, Evans, Geikie, Judd, Lockyer, Symons*), London, 1888.

RODWELL G. F., *Etna, history of te mountain and its eruptions*. London, 1878.

ROTH J., *Der Vesuv und die Umgebung von Neapel*. Berlin, 1857.

SABATINI V., *Il vulcano Laziale*. Roma, 1899.

SAPPER, *Ueber die räumliche Anordung der mittelamerikanischen Vulcane*, in *Zs. Geol. Gesell.* 1897.

SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN, *Der Aetna*. Opera postuma pubblicata da A. v. Lasaulx. Leipzig, 1878.

SCACCHI A., *Memorie geol. sullà Campania*. Napoli 1849-50.

SCACCHI e PALMIERI, *Eruzioni vesuviane del 1850 e 1855*.

SCROPE (POULETT), *On the Extinct Volcanoes of Central France*. 2ª ed. 1858.

SCHMIDT J., *Studien über Vulkane und Erdbeben* (*Santorin, Vesuv, Strom., Etna*). Leipzig, 1881.

SEEBACH K. v., *Ueber Vulkane Centralamerikas*. Op. postuma pubblicata da H. Wagner. Göttingen, 1892.

SERAO, *Istoria dell'incendio del Vesuvio accaduto nel mese di maggio dell'anno 1737*. 2ª ed., Napoli, 1740.

SILVESTRI O., *I fenomeni vulcanici presentati dall'Etna nel 1863-64-65-66*, in *Atti Accad. Gioenia*. Catania, 1867.

SORRENTINO I., *Istoria del Monte Vesuvio*. Napoli, 1734.

SPALLANZANI L., *Viaggi alle due Sicilie*, 6 vol. Pavia, 1792-97.

THOMAS, *Report on the eruption of Tarawera and Rotomahana*. Wellington N. Z., 1888.

VÉLAIN, Ch. *Recherches géol. faites à Aden, à la Réunion, aux îles St. Paul e Amsterdam*. Paris, 1875 (?).

VERBEEK R. D. M., *Krakatau*. Batavia, 1884.

— et FENNEMA, *Description géol. de Java et Madura*. Amsterdam, 1896.

CAPITOLO I.

Nozioni sulle rocce ignee

Definizioni. — Tutte le rocce, che hanno origine per il consolidamento di materie esistenti nell'interno della terra allo stato di fusione o di fluidità più o meno completa, si chiamano *rocce ignee*, perchè il calore è l'agente principale, che concorre tanto alla loro formazione come alla loro emersione. Tali sono le trachiti, i basalti, i graniti, i porfidi, e, in generale, tutte quelle che i petrografi chiamano rocce silicate cristallino-granulose (1).

Una roccia ignea e fluida prende il nome di *magma eruttivo*, finchè si trova nell'interno della terra, di *lava* (2), quando fluisce all'esterno.

In senso largo, si chiamano *fenomeni vulcanici* tutti quelli che accompagnano la genesi e i movimenti dei magma eruttivi, sia nell'interno come alla superficie della Terra.

I costituenti essenziali delle rocce ignee sono pochi, cioè: il quarzo, diversi feldspati (ortose, oligoclasio, labrador, anortite), diversi feldspatoidi (leucite, nefelina, haüyna), l'anfibolo, l'ipersteno, diversi pirosseni (augite, diallagio), diverse miche, l'olivina, la magnetite (3).

Il minerale più comune nelle rocce eruttive moderne è il pirosseno-augite; ma quello che le caratterizza maggiormente è il feldspato o il feldspatoide che vi predomina. Perciò in tutte le classifiche petrografiche si trovano fondamentalmente distinti i seguenti quattro gruppi di rocce eruttive, cioè:

---

(1) Per chi è digiuno di petrografia, si veda l'*Appendice*.

(2) *Lava* è parola di origine napoletana, e serve per indicare qualunque materia densa che scorre sul suolo; quindi si hanno: lave di fango, lave di sabbia o di cenere, lave di massi, lave di fuoco.

(3) Il *serpentino* è pure abbondante nelle rocce eruttive: ma è sempre un prodotto di alterazione dell'olivina (o, più raramente, di un pirosseno, dell'amfibolo o dell'ipersteno)

1° *Rocce ortoclasiche* (Granito, Riolite, Trachite, Fonolite, ecc.).

2° *Rocce plagioclasiche* (Dacite, Andesite, Gabbro, Basalte, Dolerite).

3° *Rocce leucitiche, nefeliniche, haüyniche, melilitiche.*

4° *Rocce senza elementi bianchi* (Augitite, Peridotite ecc.).

Quanto alla struttura, le rocce cristalline possono presentare tre tipi essenzialmente diversi che sono:

a) il tipo *olocristallino* quando la roccia è formata interamente da cristalli macroscopici (granito fig. 1 ed eufotide) o microscopici (ofite e dolerite);

Fig. 1. — Granito di Baveno visto al microscopio polarizzatore in sezione sottile. Tipo di struttura macrocristallina. **1**, quarzo; **2**, feldispato ortose; **3**, oligoclasio; **4**, mica; **5**, pegmatolite (var. di ortose).

b) il tipo *ipocristallino* (fig. 2 e 3) quando la roccia è formata da cristalli e da una base amorfa o microlitica ([1]) (basalti e trachiti);

c) il tipo *vetroso* (fig. 4) quando è formata quasi interamente da materia amorfa e da cristalliti ([2]).

Spesso avviene che cristalli piuttosto grossi (fenocristalli) sono disseminati in una pasta formata da microliti o da materia vitrea, e allora la roccia si dice *porfiroide.* Se i cristalli porfirici sono piccoli, sebbene visibili a occhio nudo, si ha la struttura *lamprofirica.*

Un'altra struttura frequente nelle lave è quella *fluidale*, la quale consiste in ciò che i cristalliti, i microliti e più raramente i cristalli presentano i loro assi maggiori paralleli tra loro e all'andamento generale della corrente a cui appartengono (fig. 3).

Questi diversi tipi di struttura sono dipendenti non solo

([1]) I microliti sono cristalli piccolissimi, assolutamente microscopici, per lo più incompleti specialmente alle estremità, ma che presentano caratteri ottici sufficienti per determinare la specie mineralogica a cui appartengono.

([2]) I cristalliti sono fili, aghetti o globuli sempre microscopici e piccolissimi che rappresentano uno stato della materia intermedia tra l'amorfo e il cristallino. I longuliti, i globuliti e le trichiti sono varietà di cristalliti, e sono frequenti nelle ossidiane e in tutte le rocce vitree. La formazione dei cristalliti in una massa vitrea prende il nome di *devetrificazione.* I cristalliti hanno la tendenza a riunirsi in *sferoliti*, e si ha la struttura *perlitica.*

dalla composizione chimico-mineralogica delle rocce, ma più particolarmente dalle diverse condizioni di consolidazione. Infatti, quando il raffreddamento e la consolidazione avviene in profondità e sotto pressione, e quindi lentamente e in quiete, la roccia prende struttura olocristallina, qualunque sia la sua natura. Invece, nelle rocce effusive, di solito, si osserva una

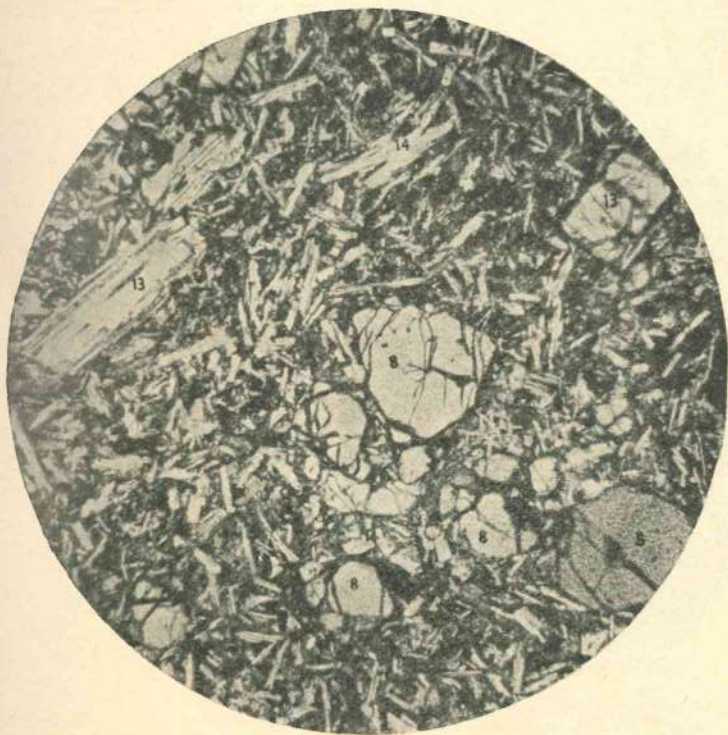



Fig. 2. — Basalte (tipo di struttura microlitica) dell'isola della Riunione; **8**, olivina; **13**, feldspato plagioclasio; **14**, microliti di plagioclasio e base vitrea (da Vélain): ingr. 80.

pasta o massa fondamentale in parte vitrea e in parte microlitica, disseminata da cristalli (segregazioni cristalline) microscopici o macroscopici di prima formazione (del 1° tempo) ossia di origine intratellurica; mentre i microliti e la base vitrea appartengono al 2° tempo di consolidazione, ossia hanno origine durante l'irrigidimento della parte fuoruscita allo stato di fusione. Così si spiega, perchè nelle rocce vulcaniche sia tanto frequente

la struttura più o meno distintamente porfiroide. Per esempio, le lave moderne del Vesuvio sono tutte leucotefriti o leucobasaniti (vedi *Appendice*), che presentano una massa fondamentale apparentemente omogenea, formata da base vitrea e da microliti e cristallini microscopici (augite, leucite, plagioclasio e magnetite), disseminata da cristalli visibili di leucite, di augite e più raramente di olivina.

Rocce paleo e neovulcaniche. — In passato si diede molta importanza alla distinzione delle rocce eruttive in antiche (paleo-vulcaniche) e recenti (neo-vulcaniche). Alle prime appartengono tutte le rocce preterziarie, alle seconde quelle terziarie e posterziarie. Questa distinzione ora è generalmente abbandonata; poichè perfino il Granito, ritenuto come il tipo delle rocce eruttive antiche si è trovato in terreni terziari, per esempio eocenici al monte Capanne, nell'isola d'Elba. Di più, si è constatato che quasi tutte le rocce eruttive moderne hanno un tipo litologico parallelo in quelle antiche. I gabbri, le peridotiti, le serpentine eoceniche sono assolutamente identiche a quelle paleozoiche. Molti basalti attuali difficilmente si distinguono dai melafiri paleozoici o mesozoici, e molte Rioliti sono affatto simili ai Felsofiri o Porfidi petrosiliciosi del Siluriano tanto che i geologi americani diedero a queste rocce il nome di *Old Rhyolit*.

Fig. 3. — Trachite sodalitica dei Campi Flegrei. Tipo di struttura fluidale (da De Lorenzo e Riva). Ingr. 50 diam.

Tuttavia resta sempre vero che un buon numero di rocce neovulcaniche sono caratterizzate da minerali, che mancano assolutamente o sono eccezionali nelle rocce eruttive antiche.

Tali sono: il sanidino, la leucite, l'haüyna, la nefelina, la melilite. Nelle rocce eruttive preterziarie il sanidino è sostituito dall'ortose, la nefelina dalla eleolite [1].

ROCCE TRACHITOIDI E BASALTOIDI. — La proprietà più importante delle rocce ignee, in rapporto alla produzione dei fenomeni vulcanici, è il loro diverso grado di fusibilità.

Infatti vi sono lave che fondono a circa 1000° C., mentre altre si liquefanno solo verso 1700° C. [2]. È quindi evidente che le prime assai più facilmente delle seconde saliranno nei camini vulcanici e travaseranno al di fuori.

Fig. 4. — Struttura vetroso-perlitica di una Obsidiana della penisola di Aden (da Vélain). **21**, calcedonia; **29**, fessure. Ingr. 80.

La fusibilità delle rocce eruttive varia, almeno in generale, in ragione inversa del tenore in silice e, sotto questo rispetto, si suole dividerle in tre gruppi ben distinti tra loro anche per altri caratteri (peso specifico, colore, ecc.). Tali gruppi sono:

1° *Rocce basiche* — con 40-54 % di SiO_2 e peso specifico tra 2.8 e 3; sono fusibili tra 1000° e 1200° C., hanno colore

---

(1) Varietà di Nefelina compatta grasso-resinosa: si trova in granuli nelle sieniti.

(2) Secondo Doelter, *Zur Physik. des Vulkanismus*, le lave dell'Etna fondono tra 1040° e 1060° e le lave del Vesuvio tra 1090°-1100°. Secondo Dana, le Lipariti si fanno perfettamente vischiose a 1700° C.

bigio-oscuro o nerastro; facilmente arrossano alla superficie per la perossidazione del ferro.

2° *Rocce intermediarie o neutre* — con 55 a 64 °/₀ di $Si\,O_2$ fusibili verso i 1382° C. (Dana).

3° *Rocce acide* — con 65-80 °/₀ di $Si\,O_2$ e peso specifico 2.5-2.6: sono fusibili verso 1478° C. (Dana); hanno colore bigio più o meno chiaro.

Siccome le rocce neutre passano facilmente a quelle acide, presentando spesso fenomeni simili nel modo di formazione e di emersione, possiamo semplificare questa classificazione, e dividere, come fa il Lacroix, tutte le rocce neovulcaniche in due soli tipi, che sono:

a) rocce *trachitoidi* o *trachi-andesitiche*, cioè: Rioliti, Trachiti, Fonoliti e Leucitofiri, Andesiti acide, Daciti, Leucotefriti a sanidino ecc.

b) rocce *basaltoidi*, cioè: Leucitite, Nefelinite, Melilinite Andesiti augitiche (in parte), Tefriti e Leuocotefriti basiche, Limburgite, Augitite.

In generale le rocce acide sono quarzifere; tuttavia può essere che esista la silice libera allo stato amorfo nella massa fondamentale. Per esempio, il Bergeat trovò in una trachi-andesite dell'isola Vulcano (monte Lentia) 70.38 °/₀ di $Si\,O_2$ quantunque non contenga quarzo. Invece, vi sono rocce neutre e perfino quasi basiche, contenenti quarzo. Per esempio, una Andesite quarzifera (Dacite) di Illovathal (Siebenbürgen) con 55.35 °/₀ di $Si\,O_2$ e recentemente si trovarono veri basalti con quarzo in California, nel Colorado, alle Piccole Antille ecc. [1].

Nelle rocce neovulcaniche acide predomina il sanidino; in quelle basiche il labrador [2], il quale è sensibilmente più fusibile del primo. L'augite che è fusibile al cannello, è pure più abbondante nelle rocce basaltoidi.

Nei vulcani trachitoidi sono molto violente le esplosioni, e quindi abbondantissimi i prodotti detritici; invece nei vulcani basaltoidi gli efflussi lavici sono più frequenti, e le lave si espandono fino a grandi distanze, mantenendosi fluide per lungo tempo.

Vedremo più avanti (Cap. IV art. 3) che molte altre dif-

[1] ROTH J., *Allgem. und Chem. Geolog.* II, 73. — DILLER e IDDINGS, *Amer. J. of Sc.* 1887-88. — LACROIX, *Op. cit.*, p 571.

[2] Il Sanidino contiene 65-66 °/₀ di $Si\,O_2$: il Labrador 52 °/₀ di $Si\,O_2$.

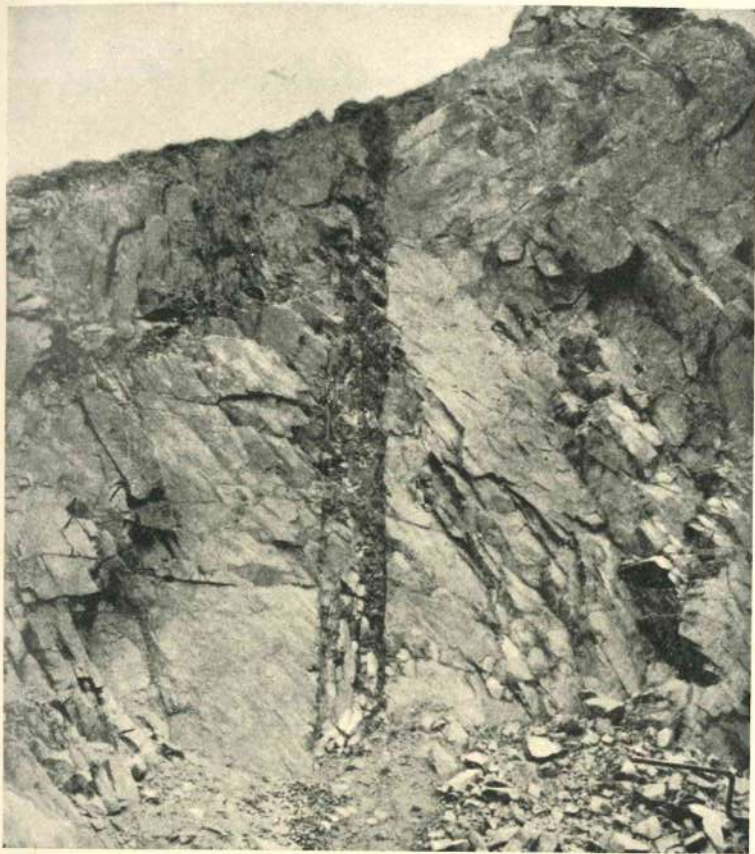
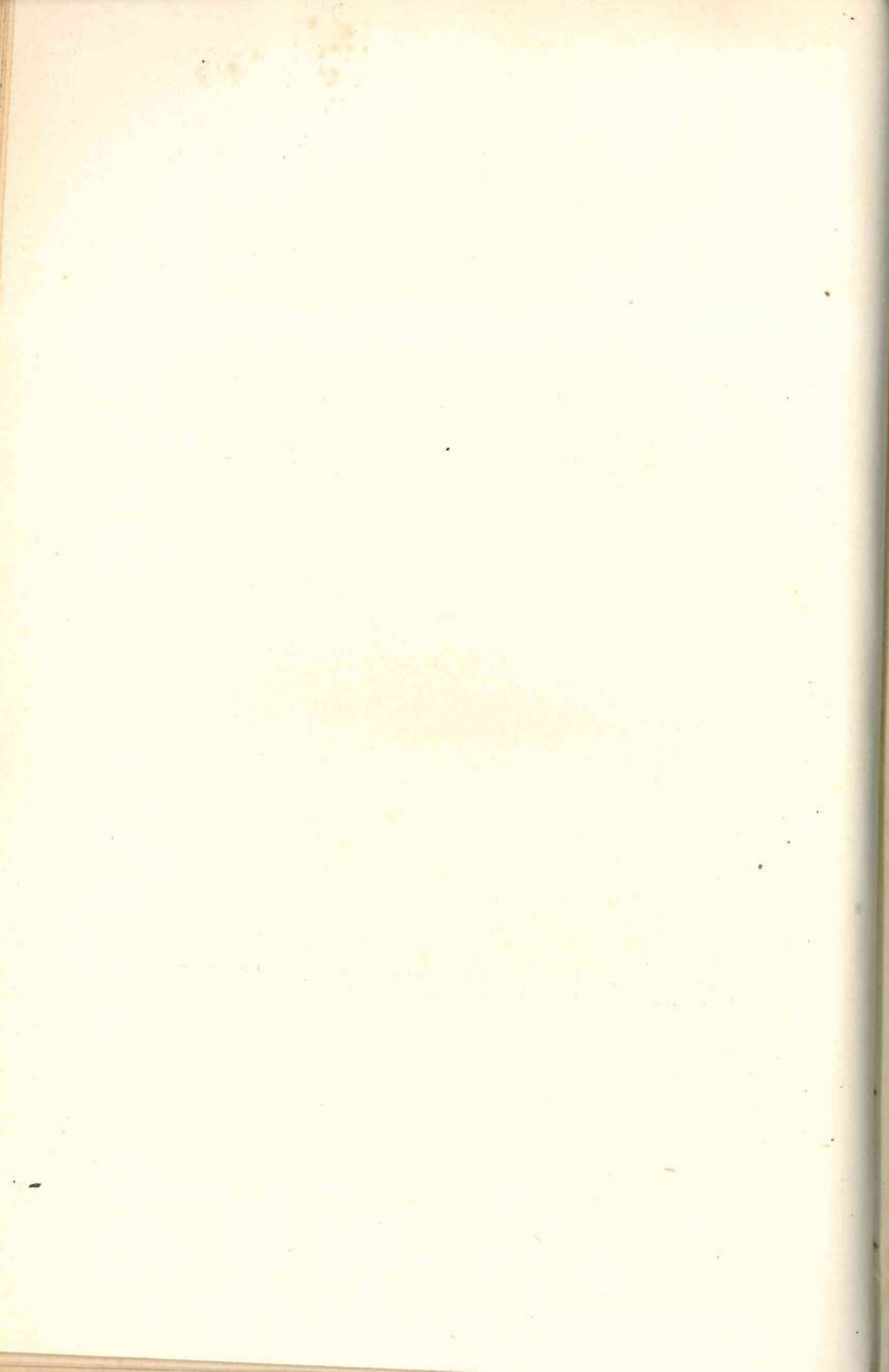



Fig. 5. — Filone lamprofirico (varietà di diabase) incassato nel porfido di Capo Bellavista, in Sardegna (da Carlo Riva) (vedi pag. 25).

ferenze si verificano tra l'azione normale d'un vulcano a magma trachitoide e quella d'un vulcano a magma basaltoide.

Per ora mi limiterò a citare alcuni esempi: il Kilauea, lo Stromboli, l'Etna, il Vesuvio, sono tutti vulcani basaltoidi, che presentano attività *continua* o interrotta da brevi soste.

Invece l'isola di Vulcano, Santorino, il Krakatoa, la montagna Pelée ed il St. Vincent (Piccole Antille), sono vulcani a magma trachitoide, la cui attività è interrotta da prolungatissimi riposi.

ROCCE INTRUSIVE ED EFFUSIVE. — Per diverse cause, che studieremo a suo tempo, i magma eruttivi tendono ad espandersi e salire, occupando parti della crosta terrestre a mano a mano meno profonde, e la loro emersione talvolta è completa in modo di arrivare fino all'esterno, altre volte, invece, accade che il magma si insinui e si inietti in fratture e discontinuità sotterranee, raffreddandosi e consolidandosi prima di giungere all'esterno, e affiorando poi (talvolta in epoche geologiche successive), in seguito a movimenti orogenici o a profonda denudazione.

Nel 1° caso si hanno le rocce *effusive* o *estrusive* o *vulcaniche* in senso stretto; nel 2° caso si hanno le rocce *intrusive* o *plutoniche* dei geologi antichi.

Alcuni chiamarono rocce abissali o rocce di profondità (*Tiefengesteine* di Rosenbusch) le rocce intrusive; ma questa denominazione non mi pare accettabile, perchè include un'ipotesi, che può essere anche non vera, cioè che tali rocce si siano consolidate sempre a grandi profondità nell'interno della terra. E neppure credo opportuno conservare l'antica denominazione di rocce *plutoniche*; poichè in passato si voleva indicare con questo nome una categoria di rocce (graniti, sieniti, dioriti ecc.) sempre intrusive e esercitanti un'azione sollevatrice nella formazione delle montagne. Invece, nella moderna geologia si ritiene che la distinzione delle rocce ignee in due categorie — intrusive ed effusive — non riguardi una diversa natura chimico-mineralogica, ma solo una differenza di giacimento, e spesso, ma non sempre, una differenza di struttura dipendente dalle diverse condizioni di consolidamento. Lo stesso magma può dare origine a rocce intrusive e a rocce effusive. Per esempio, si è constatato che ci sono graniti, trachiti e basalti con-

solidati nell'interno della terra, mentre le stesse rocce sono altrove, o nello stesso luogo in tempi diversi, fluite all'esterno.

A me sembra molto naturale ammettere che, quando deve formarsi un vulcano nuovo o riaprirsi un vulcano da lungo tempo chiuso, il magma s'insinui e solidifichi parzialmente in cavità sotterranee, che incontra nel suo movimento ascendente, o che apre davanti a sè colla sua forza espansiva. E negli stessi vulcani attivi, le eruzioni *eccentriche* (come quelle vesuviane del 1760 e del 1861) sono precedute o seguite da una fase sotterranea più o meno lunga, rivelata dai forti terremoti o da bradisimi locali.

I movimenti sotterranei dei magma ignei certamente si compiono anche attualmente, ma sfuggono completamente alla nostra diretta osservazione. Tuttavia mi pare ammissibile che taluni bradisismi locali, anche non seguiti da eruzioni, e molti terremoti che avvengono in regioni prossime ai vulcani siano manifestazioni di fenomeni endovulcanici cioè di magma ignei che si espandono e si spostano nelle cavità interne della crosta terrestre (1).

Concludiamo che tra le rocce intrusive e quelle effusive non si può segnare un confine netto assoluto; poichè i fenomeni, che accompagnano la loro formazione, sono in generale diversi e distinti, ma talvolta pure comuni o almeno continuazione gli uni degli altri.

L'oggetto della nostra trattazione sono i fenomeni vulcanici propriamente detti; tuttavia non potremo dispensarci di qualche accenno ai fenomeni d'intrusione, che sono più strettamente connessi con quelli dei vulcani attivi o spenti.

PRINCIPALI FORME INTRUSIVE. — Le principali forme che possono prendere le rocce intrusive, raffreddate e solidificate sotterraneamente, si possono ridurre ai seguenti tipi:

a) *Dicco* o *filone* (fig. 5) si chiama una roccia ignea, che ha riempito una spaccatura verticale o prossima alla posizione verticale, e presenta una estensione longitudinale molto maggiore dello spessore, il quale varia da pochi decimetri (vene) a molti metri. Le superfici laterali (salbande) del dicco, sono,

(1) Vedi: HOERNES, *Erdbebenkunde*, p. 251-54 e G. MERCALLI, *I terremoti della Calabria merid. e del Messin.*, p. 151.

in generale, approssimativamente piane, ma possono essere pure sinuose.

Per una dislocazione subita posteriormente alla sua formazione, un dicco può prendere una posizione orizzontale, e allora sarà difficile distinguerlo dalla forma *b*.

Un dicco può essere *semplice* e *composto* [1]; poichè accade non raramente che la stessa spaccatura venga riempita da rocce di diversa natura. Qualche volta un dicco appare composto, quantunque riempito da magma unico, profondamente differenziato, p. es., vetroso alle salbande e cristallino nell'interno.

b) *Filone-strato* (*sill* degli inglesi). È una roccia ignea che si è insinuata tra due strati orizzontali o poco inclinati al-

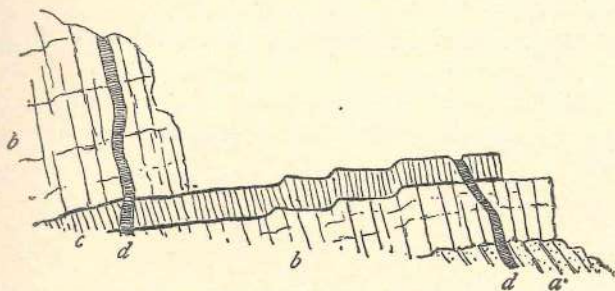



Fig. 6. — **a**, arenaria di Torridon (Inghilterra); **bb**, sill (filone-strato) di dolerite; **c**, secondo sill, più giovine, di dolerite passante a basalte; **dd**, filoni (da Geikie).

l'orizzonte (fig. 6). Nel caso tipico separa gli strati secondo un solo piano, e conserva uno spessore costante. Un esempio classico di *sill* è uno strato di basalte, avente 120 km. di lunghezza e solo 23 m. di spessore, esteso nella parte inferiore del carbonifero del Northumberland. Questo basalte ha metamorfosato la roccia di contatto non solo al di sotto, ma anche al disopra, ed ha mandato piccole diramazioni (vene od apofisi) verso l'alto.

Questo grande Sill non si mantiene nella stessa serie di strati in tutto il suo percorso, ma presenta un massimo dislivello verticale di m. 520. Secondo Suess, bisogna supporre che prima esistesse una grande faglia obliqua, la quale poi venne riempita per iniezione dal basalte.

---

[1] J. W. Judd, *On composite Dykes, in Arrau;* nel *Quart. Jour. of the Geol. Soc.* 1893.

c) *Laccolite*. — Le laccoliti tipiche (fig. 7) studiate la prima volta da Gilbert nell'Utah, sulla destra del Colorado, sono masse lenticolari o cupuliformi di trachiti, che si sono insinuate tra gli strati sedimentari (tra il carbonifero ed il cretaceo), piegandoli e sollevandoli sensibilmente, senza efflusso esterno. La laccolite ha esercitato metaformismo di contatto verso l'alto, e di più, in alcuni casi ha iniettato vene di trachite lateralmente e anche verso l'alto. Questi due fatti dimostrano che gli strati ricoprenti la massa trachitica sono anteriori ad essa, ossia che la laccolite è più giovane del suo tetto.

Tra Sill e Laccolite si verificano giacimenti intermedi o di transizione; poichè un Sill, che localmente presenti un notevole aumento di spessore e ripieghi a vôlta gli strati sovrapposti, diventa Laccolite.

Siccome il magma basaltoide è più scorrevole di quello

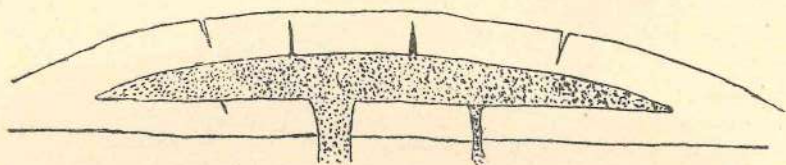



Fig. 7. — Laccolite, secondo Gilbert (figura schematica).

trachitoide, si verifica, almeno per regola generale, che i Sills sono basaltici e le Laccoliti sono trachitiche.

d) *Ammasso* (*Stock, Boss* degli inglesi). — Gli americani e gli inglesi chiamano Stock o Boss un ammasso intrusivo di forma irregolare, formato da una roccia ignea che riempie una cavità preesistente prodotta da dislocazione o da fusione di strati o da ambedue i fenomeni. A questa forma intrusiva appartengono le *batoliti* di Suess, che sono grossi pani di roccia cristallina (specialmente graniti), che si è solidificata entro uno spazio vuoto, prodotto dal corrugamento della crosta terrestre.

La laccolite differisce da uno Stock: 1° perchè il corpo della laccolite non si estende in basso fino a profondità sconosciuta, ma giace sopra una piattaforma dove si è accumulato per mezzo di uno o più canali; 2° perchè la cavità della laccolite non è preesistente.

Differenze strutturali. — Sarebbe molto interessante possedere caratteri distintivi tra le rocce effusive e quelle intrusive. Secondo Loewinson-Lessing, sono particolarità esclusive delle prime la presenza di una base vitrea, di inclusioni vetrose nei cristalli e di microliti allungati (listiformi); mentre le seconde (intrusive) sono sempre olocristalline-granulose. Tuttavia sarebbe un errore il credere che questo carattere basti per giudicare che una roccia sia intrusiva; poichè ci sono doleriti, graniti ed altre rocce perfettamente olocristalline, ma nello stesso tempo fluite all'esterno.

Alcuni petrografi moderni ritengono pure che la presenza di due generazioni di uno stesso minerale costituente, in microliti del 2° tempo, e in grandi cristalli disseminati porfiricamente nella massa fondamentale, sia una caratteristica delle rocce d'efflusso; ma neppure questo è un criterio assoluto; poichè si conoscono trachiti ed altre rocce porfiroidi intrusive, nelle quali è evidente la separazione dei due tempi di cristallizzazione; e d'altra parte, esistono taluni augitofiri (spiliti) certamente effusivi, nei quali mancano i cristalli di prima formazione. In altre parole, la struttura microlitica-porfiroide è più comune nelle rocce d'efflusso, ma non esclusiva ad esse.

Sono pure buoni criteri per distinguere le rocce intrusive, l'*assenza di tufi* (1), e la mancanza di struttura vescicolare ed amigdaloide. Ma anche questi caratteri non sono assoluti, perchè comuni alle rocce intrusive e a quelle di trabocchi avvenuti in mare profondo.

Infine, quando tutti i criteri indicati lasciano nel dubbio se una roccia ignea sia fluita o no all'esterno, gioverà ricercare se essa abbia esercitato metamorfismo negli strati sedimentari *ricoprenti*, e specialmente se abbia mandato in essi delle apofisi. Quando ciò sia avvenuto, si potrà ritenere che la roccia sedimentare ricoprente è più antica di quella eruttiva, e che perciò si ha a che fare con una intrusione.

Ma se questi fatti non si verificano, bisognerà stare bene accorti per non confondere un espandimento o una cupula lavica di mare profondo (ricoperti posteriormente (2) da strati sedimentari) con un filone-strato ovvero con una laccolite.

---

(1) Le rocce intrusive presentano qualche volta *conglomerati di frizione*, ma non veri tufi, mancando i fenomeni esplosivi.

(2) Questa posteriorità si argomenterà specialmente dalla presenza di ciottoli o frammenti della roccia eruttiva in questione nella roccia clastica ricoprente.

Nè mi pare necessario assegnare una categoria speciale alle rocce filoniane (Ganggesteine) come fa il Rosenbusch; poichè evidentemente tanto le rocce d'intrusione come quelle di efflusso, devono, in generale, avere una fase filoniana, durante la quale varieranno alquanto i loro caratteri accidentali di struttura, ma non la loro costituzione essenziale chimico-mineralogica, cioè: se le dimensioni del filone sono molto grandi, la roccia assumerà, specialmente nella sua parte più interna, la struttura di roccia intrusiva; invece il contrario si verificherà se il filone è di piccolo spessore.

Perciò il Loewinson-Lessing giustamente conclude: « je ne connais pas un type de structure qui serait propre exclusivement aux roches filonnaires » [1].

---

[1] *Note sur la classification des roches éruptives*, St. Pétersbourg, 1897, pag. 60. Il De Lapparent (*op. cit.*, pag. 622) cita filoni di diabase, che al centro presentano struttura granitoide, mentre presso le salbande sono microlitici e tra queste due parti hanno una struttura intermedia, che Michel Levy chiama *ofitica*.

CAPITOLO II.

Morfologia dei vulcani

1° Vulcani-spaccatura.

DIVERSI TIPI DI EDIFICIO VULCANICO. — Si chiama *vulcano* un'apertura della crosta della terra, dalla quale escono materie fluide e solide ad alta temperatura.

Dove esiste un vulcano, bisogna ammettere che nell'interno della terra, ad una profondità più o meno grande, si trovi un serbatojo, da cùi provengono le materie incandescenti emesse nelle eruzioni. Questo serbatojo prende il nome di *focolare vulcanico* o *bacino magmatico*.

La via per cui le materie incandescenti dal focolare vulcanico arrivano all'esterno si chiama *condotto vulcanico* o *camino vulcanico* (*cheminée* dei francesi).

Il condotto vulcanico può avere due forme tipiche, cioè: di *canale* più o meno grossolanamente cilindrico, ovvero di *spaccatura*.

Può accadere che per tutta la lunghezza di una spaccatura, o per una parte notevole di essa fluisca contemporaneamente, o a breve distanza di tempo, il magma lavico, il quale, distendendosi sopra grande estensione superficiale, formi un *espandimento* (*nappe* dei francesi, *Decke* dei tedeschi), di spessore press'a poco eguale in tutte le sue parti. Ma più frequentemente avviene che l'eruzione cominci con una spaccatura del suolo, ma subito si localizzi in alcuni punti della spaccatura stessa, dove essa è più larga, o dove si incrocia con altre spaccature trasversali. In questo caso, i materiali solidi eruttati si accumulano intorno al punto di emissione e si forma la *montagna vulcanica,* la quale raggiunge grandi dimensioni, quando il suo condotto centrale si riapre molte volte senza spostarsi sensibilmente (Etna, Ve-

suvio). Si formano invece piccoli coni isolati, quando ciascun condotto vulcanico presenta una sola eruzione o poche (Puys dell'Alvernia, colline dei Campi Flegrei). Infine può essere che la montagna vulcanica non si formi, quando l'eruzione è sottomarina e il mare profondo.

È, dunque, un errore grossolano il definire un vulcano come « una montagna che getta materie infuocate ». La montagna vulcanica non è che un effetto del vulcano e può anche mancare.

Concludiamo che, avuto riguardo al diverso modo con cui si forma l'edificio vulcanico, si devono distinguere quattro tipi diversi, cioè:

1° Vulcano-spaccatura o Tipo islandico.
2° Tipo sottomarino di mare profondo.
3° Tipo-Vesuvio (a condotto centrale stabile).
4° Tipo-Puy o Flegreo.

Naturalmente tra i vulcani-spaccatura e quelli a condotto centrale ci sono casi intermedi, e che servono di passaggio tra gli uni e gli altri. E come esempio di questo tipo intermedio a me pare che si possa citare l'Jorullo.

Nel 1759 in una vasta pianura coltivata del Messico, chiamata Malpais, dopo terremoti replicati per molto tempo, si aprì il suolo in diversi punti, e attorno a sei bocche esplodenti si formarono altrettanti coni disposti approssimatamente sopra una direzione NNE-SSW. Il più alto raggiunse 493 m. di altezza sul suolo circostante, il più basso appena 20 m. Dalle stesse aperture traboccò una gran quantità di lava basaltica, che si estese sopra una superficie di 11 km^2. È evidente che, per spiegare l'allineamento dei sei coni dell'Jorullo, bisogna supporre che l'eruzione sia cominciata con una spaccatura diretta da NNE a SSW, sulla quale si impiantarono le sei aperture eruttive.

Vulcani-spaccatura, modo esplosivo. — Ci accorgiamo che in un vulcano non esiste un condotto centrale, quando le esplosioni di materiale detritico e gli efflussi lavici avvengono contemporaneamente o saltuariamente da tutti i punti di una fessura del suolo più o meno lunga.

In queste eruzioni di spaccatura il modo esplosivo è raro; tuttavia ce ne offrì recentemente uno splendido esempio il monte

Tarawera (fig. 8 e 9), vulcano della Nuova Zelanda, creduto spento, perchè in riposo da tempo immemorabile [1].

Il Tarawera (m. 1100) sorge ad oriente del lago dello stesso nome nel distretto dei « Laghi caldi » appartenente alla zona vulcanica del Taupo. Questo monte prima dell'eruzione non aveva la solita forma conica dei vulcani, ma era un'altura al-

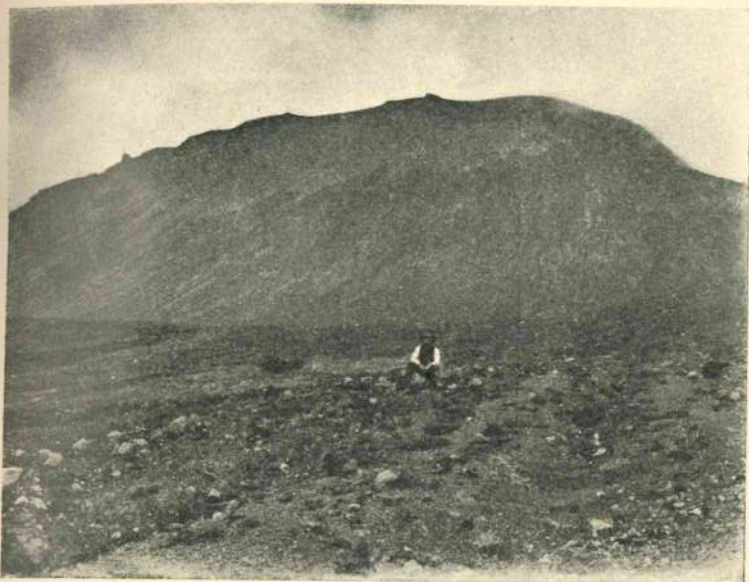



Fig. 8. — Il Tarawera: veduta generale presa dal piede della montagna (B. Friedlaender, fot.).

lungata, senza cratere, terminata, alla cima, con un altipiano molto irregolare di 2 miglia e $^{1}/_{2}$ di lunghezza per 1 miglio di larghezza. L'altura era quasi interamente formata da una roccia massiccia di natura riolitica; era, quindi, una specie di cupola molto irregolare. Alla base del Tarawera, verso SW, il « White Terrace » e il « Black Terrace » con i loro potenti Geyser, e il gran lago caldo del Rotomahana attestavano l'alta temperatura del sottosuolo.

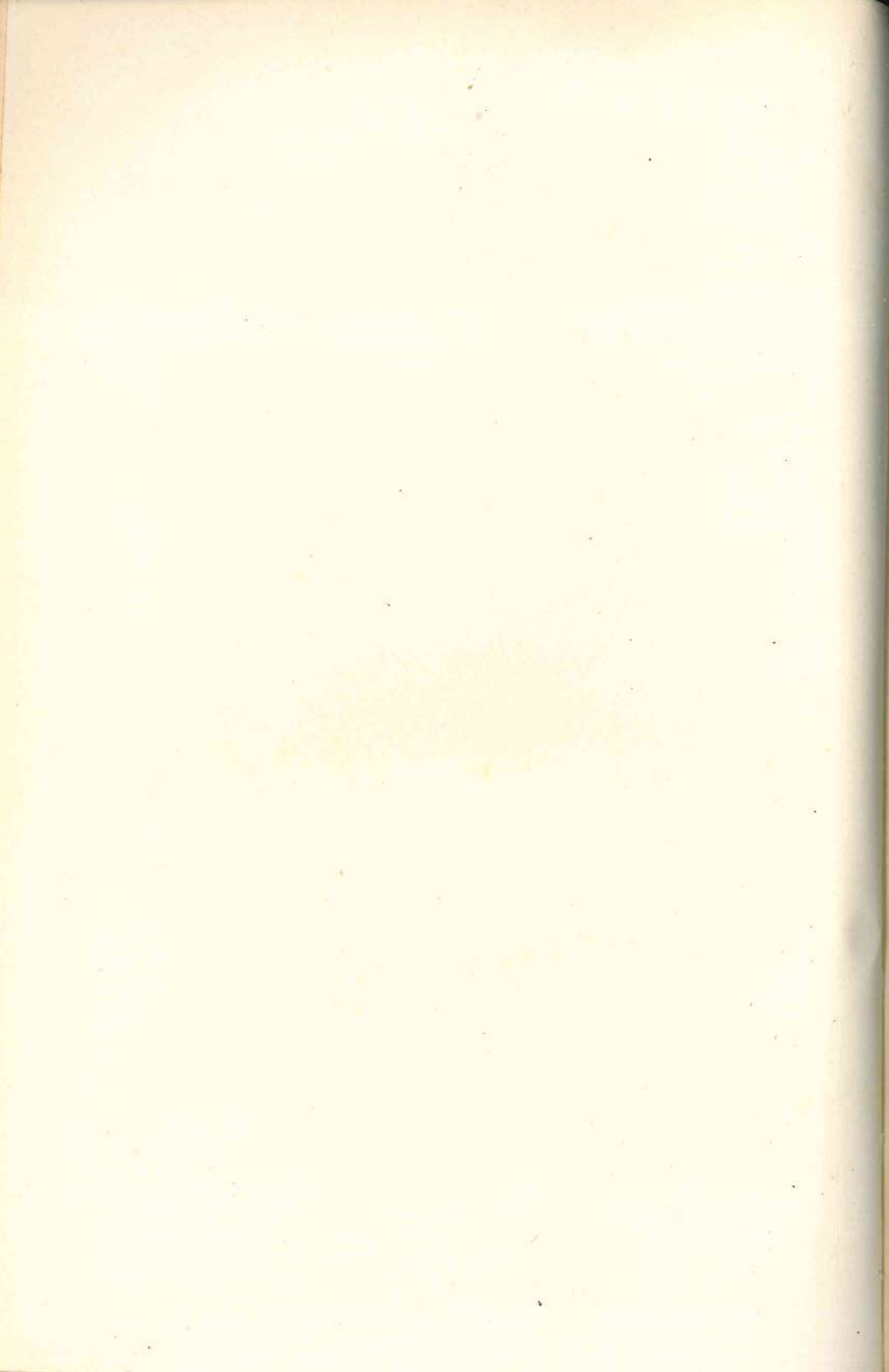
---

[1] A. P. W. THOMAS, Op. cit. — SMITH S. PERCY, *The eruption of Tarawera*, Wellington, 1887. — G. von RATH, *Ueber den Ausbruch des Tarawera auf N. Z.* 10 juni 1886.

Violentissime esplosioni di acqua e di vapore osservate al « White Terrace » nel novembre 1885 preannunziarono l'eruzione. Nel 9 giugno 1886 si sentirono nei dintorni molte scosse di terremoto. Il Tarawera si era diviso letteralmente in due parti in tutta la sua lunghezza, e la spaccatura si prolungava per parecchi chilometri tanto a NE che a SW della montagna vulca-

Fig. 9. — Rauwahia: parte NE del Tarawera. Una delle bocche di esplosione del 1886 presa di traverso. La parte più chiara è la roccia riolitica antica, la parte oscura è il materiale nuovo andesitico (B. Friedlaender, fot.).

nica, dimostrando in tal modo, che non questa solamente, ma il terreno su cui essa sorgeva si era profondamente squarciato sopra una lunghezza totale di km. 14 $^{1}/_{2}$, lungo la quale si contavano più di 25 crateri di esplosione, tutti oblunghi, coll'asse maggiore nella direzione della spaccatura. Il più grande, chiamato « Tarawera Chasm », aveva 2 km. di lunghezza e sul suo fondo esistevano diverse fosse crateriformi (Tav. I). Eccettuato qualche tratto di poche centinaja di metri, la spaccatura presentava una serie di crateri distinti, ma che seguivano senza interruzione l'uno dopo l'altro. Dapprima tutti i crateri dejettarono

Tav. I. — Tarawera: gran crepaccio esplosivo del giugno 1886 (vedi pag. 36).

un'immensa quantità di cenere, lapilli e massi di rioliti e tufi riolitici e altre rocce antiche della regione, poi dal Tarawera Chasm e dai punti più vicini vennero proiettate anche scorie e bombe di materiale di recente elaborazione, formato da un'andesite augitica (fig. 9). Anche da due crateri situati presso l'estremità occidentale della spaccatura (Black ed Echo-crater) venne lanciata una grande quantità di scorie fluide di andesite. Ciò fa supporre, secondo il Thomas, che questa roccia fusa si sia iniettata per tutta la lunghezza della spaccatura, sebbene l'eccessiva quantità di vapor d'acqua, che accompagnava il magma, abbia fatto sì che questo venisse alla luce solamente allo stato frammentizio.

La massima violenza esplosiva si verificò verso le ore 6 antim. del 10 giugno e durò 3 o 4 ore: la nube vulcanica si alzò sul Tarawera fino a 10 km. di altezza e la pioggia di fango e di detriti cagionò oscurità completa fino alle ore 9 dello stesso giorno. L'energia esplosiva declinò rapidamente. Però solo nella mattina del 13, la montagna apparve per la prima volta scoperta.

La copia di cenere projettata fu enorme: secondo Thomas, sopra un'area di 82 miglia inglesi quadrate si accumulò con uno spessore di 2 a 10 decimetri. Ariki e Moura, che erano i due villaggi più vicini al Tarawera, furono sepolti, precisamente come Pompei nel 79 d. Cr., sotto 9 m. circa di cenere e di altre materie detritiche. Perirono circa 100 persone. Le detonazioni si avvertirono fino a 675 chilometri di distanza, a Christchurch.

VULCANI-SPACCATURA, MODO EFFUSIVO. — Il tipo moderno di queste eruzioni lo troviamo in Islanda, dove nel 1783 si squarciò il suolo ad ovest del vulcano Varmárdalr, presso il monte Laki, costituito da tufo palagonitico [1], e si formò una spaccatura meravigliosamente rettilinea, visibile per 32 chilometri di lunghezza.

Da 105 crateri (bocche d'efflusso) allineate su questa spaccatura sgorgarono diverse correnti di lava basaltica, le quali, in basso, si riunirono tutte in tre grandi fiumi di lava, che ri-

[1] La Palagonite è un silicato idrato di alluminio, di ferro, di calcio, di magnesio, di potassio e di sodio; e forma l'elemento essenziale di un tufo basaltico vetroso. Prende il nome da Palagonia (Sicilia) dove venne studiato da Sartorius v. Waltershausen.

coprirono complessivamente una superficie di 565 km². Il volume complessivo di queste lave venne calcolato da Helland per 27 km³., e da Thoroddsen per km³. 12 e $^1/_3$.

Sulla stessa spaccatura si formarono pure 33 coni di scorie di 50 a 100 m. di altezza. Ed Helland fa notare che i crateri di questi coni non erano circolari, ma allungati parallelamente alla direzione della spaccatura stessa.

Fenomeni simili sono comuni negli altri vulcani d'Islanda, dove i coni regolari — tipo-Vesuvio — con condotto centrale stabile sono rari. Per esempio, in una eruzione avvenuta nel 1860 al Katlegia-Jokul, il cratere esplodente era una grande fessura. Anche l'Hekla è un'altura o cresta allungata, e presenta crateri allineati sopra fessure dirette SW-NE secondo l'allungamento della montagna [1]. Ad ovest dell'Hekla è visibile un gran crepaccio che forse rimonta all'eruzione del 1300. Presso lo stesso vulcano nel 1845 si riaprì una grande spaccatura del 1763.

Secondo il Geikie, i principali vulcani attivi d'Islanda sono allineati sopra due grandi spaccature, che si mostrano visibili alla superficie per 80 chilometri di lunghezza: una, diretta N-S, si trova nella parte orientale dell'isola [2], e l'altra, diretta SW-NE, è nella parte sud, e sopra di essa si trovano l'Hekla e il Laki. Il vulcano Askja, che ebbe una violentissima eruzione esplosiva nel 1875, coincide colla intersezione di queste due spaccature.

In conclusione, la caratteristica dei vulcani d'Islanda consiste in ciò, che la loro attività non è localizzata in un punto di mezzo determinato, ma si trasporta inaspettatamente ora in un punto ora in un altro di spaccature lineari [3].

A me pare che anche nell'isola Lancerote (Canarie) nel 1730-1731 sia avvenuta una vera eruzione-spaccatura; poichè,

---

[1] Kjerulf, *Island's Vulcanlinien*, p. 211. — De Troil, che visitò l'Hekla nel 1772, dice che presentava tre cime, di cui quella centrale era più alta e tutta formata di pomici e detriti vulcanici (De Troil, *Lettres sur l'Islande*, tradotto dallo svedese, Paris, 1781). Anche le eruzioni esplosive non avvengono in un cratere centrale. Per esempio, nel 1597 diciotto colonne di fuoco si alzarono lungo una spaccatura (Thoroddsen).

[2] In alcune parti d'Islanda, specialmente nella sua parte settentrionale, si formarono intorno alle fessure enormi cupole laviche, aventi pendio molto debole in tutte le direzioni (Geikie, *op. cit.*, p. 399).

[3] Secondo Thoroddsen, in Islanda, di 130 vulcani postglaciali ce ne sono solamente 6 del tipo-Vesuvio e 13 del tipo-Puy.

secondo riferisce De Buch, si aprirono un centinajo di bocche (di efflusso e di esplosione) sopra una linea retta che attraversava tutta l'isola. Mancava evidentemente un vulcano centrale, del quale tutte quelle bocche si potessero ritenere più o meno direttamente dipendenti. Tanto che il De Buch concludeva: « Après tant de cônes d'éruption de cratères et de laves, il n'y a ancore à Lancerote aucun volcan et il n'y en a jamais eu. ».

Similmente vedremo che eruzioni di spaccatura avvengono nell'isola San Giorgio, alle Azzorre (v. cap. VII).

Queste eruzioni che i moderni vulcanologi, seguendo il Geikie, chiamano *eruzioni di fessura* non si possono assimilare, come vorrebbe il Judd [1], alle eruzioni laterali dell'Etna o del Mauna Loa; poichè, in questi vulcani: 1° il magma sale per un condotto centrale dal quale si dirama nelle spaccature laterali; 2° l'efflusso *principale* avviene sempre da un solo punto della spaccatura (v. avanti cap. III).

Del resto, anche se delle eruzioni di fessura non avessimo esempî nei vulcani attivi, bisognerebbe egualmente ammetterle pei vulcani spenti, per spiegare certi grandi espandimenti e quasi direi inondazioni di rocce basaltiche [2], senza alture coniche importanti, da cui accennino di provenire, come si verifica nel Dekkan, nell'Idaho, nella Irlanda ecc.

Secondo Meldicott e Blanford, nel Dekkan (Hindoustan), una formazione basaltica si estende quasi orizzontalmente sopra una superficie di 300 mila km.^{2} presentando uno spessore massimo di 1800 m. e uno spessore medio di poco più di 150 m. [3]. La ferrovia tra Bombay e Nagpour attraversa nient'altro che questi basalti per 800 chilom. di lunghezza. I piccoli crateri di esplosione, che qua e là interrompono i basalti, sono insignificanti rispetto a quel mare di lave.

Un altro classico espandimento basaltico si osserva nell'Idaho (America sett.), tra l'Orégon e la California, dove il basalte copre un'estensione eguale a quella di tutta la Françia e l'Inghilterra, conservando una superficie di livello paragonabile

---

(1) Queste « eruzioni di fessura » vennero fortemente combattute da Judd, *Quart. Journ. of the Geol. Soc.* 1889, p. 215, il quale cita come esempio la grande fessura dell'eruzione etnea del 1874: ma queste fessure che irradiano da un condotto centrale non hanno niente a vedere col tipo islandico di cui parliamo.

(2) *Plateaux basaltiques* dei francesi, e *the Lava-fields* degli inglesi.

(3) OLDHAM, *Geology of India*, p. 19.

a quella d'un lago. Il suo massimo spessore supera di poco i 1200 metri, compresi i sedimenti lacustri di epoca terziaria, che in alcune parti alternano con gli strati di basalte.

A me pare evidente che, se questi *trapps* del Dekkan e dell'Idaho fossero venuti alla luce per un condotto centrale, intorno a questo si sarebbe formata una grande montagna, come avvenne al Mauna Loa, che raggiunge 4170 m. di altezza.

A queste « eruzioni di fessura » il Geikie riferisce i grandi *plateaux* basaltici della contea di Antrim (Irlanda), della Scozia, dell'isola Skye, delle isole Färoer. Per esempio, al lato occidentale dell'isola Stromö (una delle Färoer), si osservano cinque aperture (bocche d'efflusso) allineate alla base di alte rupi basaltiche (¹), e tracciano evidentemente l'andamento della spaccatura da cui i basalti stessi traboccarono. Pare, adunque, che in passato, questi espandimenti lavici indipendenti da una montagna vulcanica fossero più frequenti che attualmente. Infatti Verbeek e Fennema affermano che nell'isola di Giava, le rocce eruttive terziarie in generale uscirono da fessure più o meno lunghe e quindi non formarono coni e crateri, come avvenne dei vulcani recenti che ammassarono le deiezioni quasi sempre attorno ad un centro (²).

Concludendo, i caratteri delle eruzioni di fessura sono i seguenti:

1° mancanza d'un condotto d'eruzione centrale stabile, e di spaccature *radiali* rispetto ad esso;

2° prevalenza dell'azione effusiva su quella esplosiva; il caso del Tarawera essendo eccezionale;

3° la natura basaltoide del magma, la vastità dell'area su cui si espande e la relativa tranquillità con cui trabocca all'esterno.

Forma dei vulcani-spaccatura. — La forma di un vulcano-spaccatura a magma poco scorrevole (andesitico o trachitico) è quella di un'altura allungata, con più crateri allineati lungo il suo asse maggiore. A questo tipo orogenico appartengono, oltre il Tarawera e l'Hekla, di cui ho già parlato, molti

(¹) Geikie in *Quart. Jour. of the Geol. Society*, 1895-96, n. 649.
(²) Verbeek e Fennema, *Op. cit.*, p. 986.

altri vulcani, tra cui citerò il Pichincha (Ecuador) e il Turrialba. Il primo non è un cono, ma una grande muraglia sormontata da quattro cime (una delle quali ha il cratere attivo) allineate sopra una spaccatura, come fa supporre la forma allungata dell'edificio vulcanico. Quanto al Turrialba, il Seebach, che lo studiò nel 1865, dice che termina con una cresta o dosso allungato nel senso ENE-WSW, e che il cratere attivo non è situato presso il centro, ma ad una estremità (verso ovest) della cresta, come si verifica per il Pichincha (v. Cap. VII). Il Seebach soggiunge, che questa forma si osserva pure nel modo più evidente al vulcano Telica (Nicaragua), ed essa dimostra che il centro dell'attività vulcanica si stende su tutta una linea più o meno parallela all'asse della serie dei vulcani della regione. Il Telica presenta cinque crateri di cui solo il più occidentale dà al presente segni d'attività.

La roccia antica del Turrialba è una trachite, mentre quella delle eruzioni moderne è una andesite, press'a poco come si verifica al Tarawera; e queste analogie petrografiche danno un maggior valore al parallelo che mi venne suggerito dalla forma.

2. Vulcani a condotto centrale.

Montagna vulcanica. — Quando l'attività di un vulcano si localizza, per un tempo più o meno lungo in un *condotto centrale*, estrinsecandosi o direttamente dal condotto stesso o da aperture radiali convergenti in esso, allora si forma una montagna vulcanica caratterizzata dalla forma conica e dall'esistenza di un *cratere* alla sua cima. Spesso il condotto centrale coincide quasi esattamente con l'asse geometrico (altezza) del cono vulcanico, e perciò prende pure il nome di *asse eruttivo*.

La montagna vulcanica è formata prevalentemente dall'accumulazione esogena dei materiali eruttati, i quali si dispongono, come tanti mantelli, gli uni sugli altri quaquaversalmente, cioè inclinati in tutte le direzioni attorno all'asse eruttivo. All'accrescimento della montagna vulcanica concorre, ma solo molto subordinatamente, la formazione dei dicchi e di altre intrusioni di magma nella compagine della montagna [1]. In ogni modo

[1] Vedi avanti, dove parlerò dei dicchi e della teoria del sollevamento.

questa risulta costituita interamente dai prodotti solidi del vulcano; e perciò la sua altezza e il suo volume ci danno la misura dell'energia consumata da ciascun vulcano nelle sue eruzioni.

Per valutare la grandezza di un edificio vulcanico, bisogna distinguere la sua altezza *assoluta* da quella *relativa*. La prima è la sua elevazione sul livello del mare: la seconda è lo spessore massimo di quella parte della montagna costituita da materiale eruttivo. In generale l'altezza relativa è minore di quella assoluta, poichè spesso il vulcano sorge sopra terreni sedimentari o cristallini antichi. Pei vulcani insulari, invece, spesso si verifica il contrario; poichè una parte della montagna vulcanica rimane sommersa, e perciò l'altezza reale di questa è maggiore della sua altezza sul livello del mare. Per esempio, ciò si verifica per lo Stromboli, per l'isola Barren, ecc.

In molti vulcani l'altezza relativa è assai minore di quella assoluta. Per esempio, il Gualatieri o Sahama (Perou) raggiunge 6990 m., ma la sua altezza relativa è appena di 1500 m., perchè sorge sopra un altipiano di grès. Similmente il Cotopaxi e il Chimborazo, che si elevano rispettivamente a 5960 e 6310 m. sul l. d. m., hanno un'altezza relativa forse un poco inferiore ai 3000 m. E i vulcani spenti dell'Alvernia sono impiantati sopra un altipiano granitico; sicchè il Puy de Dôme presenta un'altezza assoluta di 1390 m. e relativa di appena 600 m.

Tuttavia sono pure frequenti le montagne vulcaniche interamente costituite da materiale eruttivo. Tali sono il maestoso Kliutschewskaja (Kamtschatha), che si eleva a 4916 sul l. d. m.; il Somma-Vesuvio e i vulcani hawaiani.

L'isola Hawaii risulta da tre coni giganteschi, chiamati Mauna Kea, Mauna Loa e Hualalai, che hanno rispettivamente 4208, 4170 e 2522 m. di altezza sul l. d. m., e sono per intero formati da materiale vulcanico, il cui volume, secondo i calcoli di Lowthian Green, raggiunge undicimila chilometri cubici.

Infine ricorderò l'Etna (3280 m.), il cui volume venne calcolato da Sciuto-Patti di 625 km.^{3} e che per 3070 metri circa della sua altezza è formata da materiale vulcanico.

Struttura della montagna vulcanica. — I materiali che formano una montagna vulcanica si possono dividere in quattro categorie, e cioè:

1° Il magma lavico in massa, in forma di *colate*, di *cumuli* (cupole) o di *dicchi*.

2° Il magma stesso dejettato allo stato frammentizio (materiale *piroclastico coevo* o recente).

3° Massi e frammenti di rocce vulcaniche appartenenti a eruzioni precedenti dello stesso vulcano, e rigettate nuovamente allo stato solido o di parziale fluidità, ma non assimilate dal magma coevo (materiale *piroclastico antico*).

4° Massi e frammenti di rocce sedimentarie o di rocce eruttive antiche, senza rapporto genetico col magma coevo, strappate dal vulcano nella primitiva formazione o negli ingrandimenti successivi del condotto vulcanico (materiale *allogeno* o *eterogeno*).

Le categorie 1ª, 2ª e 3ª formano insieme il materiale *autogeno* del vulcano.

Tutti i materiali detritici autogeni o eterogeni dejettati da un vulcano formano i *tufi* e i *conglomerati* vulcanici. I tufi prendono diversi nomi secondo la loro compattezza (tufo litoide, tufo granulare, pozzolana ecc.), e secondo la natura litologica degli elementi (tufi basaltici, leucitici, palagonitici, trachitici, andesitici, pomicei ecc.).

I tufi più compatti (litoidi), spesso aventi clivaggio colonnare, sono formati o dal consolidamento di correnti fangose ovvero da polveri e arene vulcaniche di origine aerea, ma accumulate sul fondo di un mare o di un lago.

Talvolta il magma trabocca all'esterno tranquillamente, senza fenomeni esplosivi d'importanza e allora risulta una montagna costituita interamente da lava in massa (vulcano di *lava*); ma più spesso, nei vulcani subarei, alternano efflussi lavici con la projezione di materiali detritici, e si ha un vulcano *misto* o *stratificato*. Infine vi sono vulcani *detritici* o *vulcani di tufo*, costituiti interamente da materiali frammentizî.

Il Kilauea e il Mauna Loa sono grandi vulcani di lava; il monte Nuovo è un vulcano di tufo e il Gran Cono vesuviano un vulcano misto.

I coni detritici o misti presentano sempre un cratere di esplosione più o meno grande; invece i vulcani di lava sono privi di cratere, come i domi dell'Alvernia e le cupole laviche del Vesuvio, ovvero hanno un vasto cratere di sprofondamento, come il Kilauea.

È poi evidente che, quando la lava è molto viscosa e scarsa di vapori, si accumula di preferenza vicino alla bocca di efflusso e costituisce un'altura conica e senza cratere, che ricorda più o meno la forma di una *cupola* (*dôme* dei francesi). Quando, invece, la lava è molto scorrevole e ricca di vapori si distende sopra vaste superfici (*espandimento*). I grandi espandimenti del tipo islandico, di cui ho parlato poco sopra, sono pure *vulcani di lava*.

La distinzione tra vulcani di lava e vulcani misti non è assoluta, ma solo di quantità, perchè anche nei primi ci sono prodotti piroclastici, ma in quantità piccola rispetto alla lava in massa.

Per esempio, nei vulcani hawaiani predomina la lava in massa, ma non mancano i detriti: infatti, al Kilauea nel 1789 vi fu un'eruzione esplosiva violentissima e nel 1849 un'altra con forti projezioni; e nell'estate 1863 nello stesso cratere i getti di scorie erano quasi continui (Dana). Al cratere del Mauna Loa le esplosioni di scorie incandescenti sono talvolta violentissime; per esempio, nel maggio 1880, i getti altissimi di materia incandescente illuminavano Hilo, e fino a questa città piovevano i famosi Pelè's hairs. Infine, nel luglio 1888, il Brigham trovò sul fondo del Mokuaweoweo [1] molti cumoli di scorie e piccoli coni di cenere.

Più ancora complessa è la struttura del Vesuvio, dove molte volte (nel 1891-93, nel 1895-99, nel 1903-04) sorsero imponenti *cupole laviche*; mentre nelle eruzioni eccentriche (1760, 1794, 1861) si formarono *coni di tufo* forniti di crateri di projezioni. E siccome il Gran Cono vesuviano è il tipo dei *coni misti*, ne segue che le tre forme (coni di lava, coni di tufo e coni misti), si trovano qui riuniti nel medesimo edificio vulcanico. Lo stesso fatto si osserva in altri vulcani, basti citare quelli spenti di Roccamonfina e dei Puys dell'Alvernia, dove troviamo combinati coni di tufo e coni di lava. Per esempio, il gran Puy de Sarcouy, cono di lava (domite), è chiuso tra due coni di tufo (cinerite), che sono il Puy de les Goules e il piccolo Sarcouy, come si vede nella fig. 26, a sinistra.

Formazione dei coni di lava. — In due modi essenzialmente diversi possono formarsi coni di lava, cioè: 1° per so-

[1] Così si chiama il gran bacino craterico che si apre alla cima del Mauna Loa.

vrapposizione esterna di colate (efflussi); 2° per la spinta interna del magma (estrusioni) che solleva il magma precedentemente travasato e incompletamente solidificato. Nel primo modo si formarono le tre cupole vesuviane citate nel paragrafo precedente, e le grandi cupole hawaiiane del Kilauea e del Mauna Loa. Nel secondo modo, si formò recentemente un gran domo alla cima della montagna Pelée, nell'ultima eruzione del 1902-03.

Cominciamo dal primo modo, che è il più semplice e il più comune almeno nei vulcani a magma basaltoide, e per illustrarlo, vediamo come si è formata la gran cupola lavica sorta alla base del Gran Cono vesuviano, in seguito ad un efflusso lavico perdurato lento e tranquillo per 50 mesi, dal 1895 al 1899.

Le bocche di efflusso si aprirono il 5 luglio 1895, a 750 m. di altezza e in luogo quasi piano. Dopo pochi giorni, la sorgente di lava, cioè la spaccatura, da cui il magma sgorgava, rimase nascosta e coperta dalle prime lave solidificate. Il nuovo magma scorreva più o meno lungamente al disotto delle lave precedenti, e poi veniva alla luce, squarciando queste ora in un punto, ora in un altro dove trovava minore resistenza. Dopo pochi mesi, l'accumulamento lavico cominciò a prendere la forma di conetto molto irregolare e molto schiacciato, la cui parte più elevata corrispondeva alla posizione delle bocche del 5 luglio. Le *pseudobocche* (1) si aprivano presso la cima ovvero nei fianchi del nuovo conetto, e le colate scendevano contemporaneamente da parti diverse ed opposte; sicchè qualche volta ne ho viste perfino dieci tutte in movimento (fig. 10). Ma, in generale, quando una nuova bocca d'efflusso d'una certa importanza si apriva da una parte, la lava cessava di fluire o almeno decresceva dalle altre parti. Era, adunque, evidente che nell'interno di quella cupola in via d'accrescimento, esisteva un condotto approssimativamente centrale, nel quale il magma si alzava prima di trovare un'uscita alla cima o nei fianchi del nuovo monticello, il quale verso la fine del gennaio 1897 aveva raggiunto quasi 70 metri d'altezza sopra il suolo circostante. Allora l'efflusso lavico parve prossimo a cessare; ma al 1° di febbraio si aprirono nuove bocche sempre sulla spaccatura del 1895, ma un poco

(1) Così ho proposto di chiamare le aperture dove il magma squarciava le lave già solidificate per venire alla luce. Le pseudobocche avevano la forma caratteristica di una *bocca di forno* o di un *cupolino da suggeritore*. Esse si spostavano con grande facilità, ossia si aprivano e si chiudevano, in generale, ad intervalli di pochi giorni.

più in alto delle bocche del 5 luglio. Da queste bocche del 1° febbraio 1897 cominciò subito a sgorgare il magma lavico, il quale costruì una seconda cupola lavica, che verso la fine dell'anno già superava la prima in altezza. Fino al dicembre 1897, una sella separava le due cupole gemelle; ma nei mesi seguenti questa sella venne colmata dalle lave nuove, le quali poi si ri-

Fig. 10. — Colate scorrenti sul fianco esterno della cupola lavica vesuviana 1895-99. Veduta presa dal dott. T. Anderson nel settembre 1898.

versarono dalla seconda cupola sopra la prima, ricoprendola completamente e formando una sola altura, che continuò a crescere fino ai primi giorni del settembre 1899, raggiungendo 148 metri di altezza sopra il suolo primitivo (vedi la fig. 54). Questo imponente cono, sorto a poco a poco per sovrapposizione esterna di centinaia di colate [1], era chiuso da ogni parte,

[1] Il prof. R. V. Matteucci conviene con me che i $^9/_{10}$ della cupola 1895-99 si sono formati per accumulazione esterna; ma ritiene che nel febbraio-marzo 1898 detta cupola aumentò di 15 metri d'altezza per sollevamento endogeno; ma io dimostrai affatto insussistente questa supposizione del Matteucci. Vedi: MATTEUCCI, *Sul sollevamento endogeno*

senza cratere, e interamente costituito da lava in massa, perchè l'efflusso non fu accompagnato, neppure al principio, da projezioni di scorie o di altre materie piroclastiche. Anche durante tutto il tempo della sua formazione, la cupola non ebbe mai un'apertura esterna permanente.

Precisamente allo stesso modo si formarono altre due cu-

Fig. 11. — Le lave fluenti nella valle d'Inferno (Vesuvio). A destra il M. Somma, a sinistra il Gran cono vesuviano. Veduta presa dall'A. il 30 settembre 1903.

pole vesuviane; una nell'Atrio del Cavallo nel 1891-94 e l'altra nella valle dell'Inferno nel 1903-04. Le fig. 11 e 16 mostrano quest'ultima cupola al principio e alla fine della sua formazione.

Coni di estrusione. Chiameremo *cono di estrusione* un ammasso di magma molto viscoso, che, solidificandosi all'aper-

---

di una cupola lavica al Vesuvio in *Rend. R. Acc. d. Sc.* di Napoli, 1898; *Se al sollev. end. di una cupola lavica al Vesuvio possa aver contribuito la solidif. del magma*, in *Boll. Soc. Geol. it.*, vol. 21. — Mercalli, *Notizie vesuviane per l'an. 1899*, in *Boll. Soc. sism. it.*, vol. 6°; e *Sul modo di formazione di una cupola lavica vesuviana*, in *Bollet. Soc. Geol. it.*, vol. 21, e *Ancora intorno al modo di formazione di una cupola lav. vesuv.* — ibid., vol. 22.

tura d'uscita senza distendersi lateralmente, forma un domo di lava massiccia (*cumulo-vulcano* di Fouqué). La causa, che innalza il magma in un domo d'estrusione, è la stessa forza espansiva che lo fa salire nell'interno del condotto vulcanico.

Questi domi di estrusione sono frequenti nei vulcani trachiandesitici, specialmente se interviene l'azione raffreddante dell'acqua marina, come si verificò a Santorino nel 1866 e all'isola Bogosloff (Aleute) nel 1883 (v. cap. V).

A Santorino prima il magma si accumulò sul fondo del mare presso l'apertura d'uscita, poi si alzò come una gigantesca intumescenza priva di cratere, spinta in alto dal nuovo magma che continuava a sgorgare. Ma, dopo superato il livello del mare, il domo si squarciò verso la porta centrale, e cominciarono le esplosioni, mentre l'accrescimento continuava anche per sovrapposizione esterna di colate come nelle cupole vesuviane (v. pag. 45 e Tav. II).

Un fatto simile venne osservato recentemente alla montagna Pelée nel 1902-03, dove un domo di andesite acida e molto viscosa si alzò a poco a poco nell'interno di un vasto cratere di esplosione, fino a raggiungere l'altezza di m. 600 sul fondo dell'antico cratere. Il domo terminava superiormente con una specie di guglia o piramide massiccia, a pareti quasi verticali, la quale, per la sua forma acuminata venne chiamata *obelisco* (Heilprin) o *spina* (Jaggar) del Pelée (fig. 12).

Secondo il prof. Lacroix, questo domo « est constitué par un culot central encore à haute température et probablement plus ou moins visqueux, enveloppé par une carapace solide, partiellement ou complètement refroidie, en tout cas fissurée de toutes parts, mais dépourvue d'ouverture béante permanente. A de nombreuses reprises, la matiere fondue sous-jacente perçait cette carapace pour venir au jour; elle s'écroulait en partie à l'exterieur sous forme de blocs incandescents, mais une autre partie restait figée sur place, accroissant ainsi la masse du dôme.»

Infine lo stesso prof. Lacroix conclude che l'aguglia rocciosa, che sormonta il domo, si sarebbe formata « par l'exstrusion de matériaux solides, poussés de bas en haut à travers la paroi de la carapace ».

Altri geologi (Hovey ed Heilprin), che pure studiarono sul luogo la recente eruzione del Pelée sostengono che solo la guglia si sia formata per estrusione e rappresenti la parte esterna e

Fig. 12. — Il domo e l'aguglia, che si formarono nel cratere della montagna Pelée nel 1902 (da A. Lacroix) (vedi pag. 48).

visibile di un *dicco*, e che il resto del cono risulti dall'accumulazione di blocchi e scorie come gli ordinarî coni di projezione. Ma la spiegazione del Lacroix mi pare molto più soddisfacente e più conforme ai fatti.

Durante la formazione del domo andesitico della montagna Pelée, si osservarono rapide e saltuarie variazioni di altezza paragonabili alle *oscillazioni* che si verificano alla fronte di un ghiacciajo, e che sono la somma algebrica delle misure del movimento di discesa e dell'ablazione. Similmente l'altezza del domo variava per due cause, cioè: l'intermittenza della spinta dal basso all'alto, che alzava il magma, e il rapido raffreddamento della roccia estrusa, il quale produceva contrazione, fratturamento e franamento della cima. Naturalmente coll'altezza cambiava pure la forma del domo.

Secondo il Lacroix, si verificarono le seguenti fasi:

1° Tra il 4 e il 24 novembre, il domo si alzò da 1343 a 1575 m., ossia con velocità media di circa 11 metri ogni 24 ore.

2° Dal 25 novembre 1902 al 6 febbraio 1903, la cima perdette, per crollamento, 151 m., sicchè a questa seconda data non aveva più che 1424 m. di altezza: durante questo periodo si verificarono anche innalzamenti ma di valore assai minore dei crollamenti.

3° Dal 7 febbraio al 6 luglio 1903, il movimento di ascesa prese di nuovo il sopravvento, e la punta della guglia raggiunse l'altezza massima di 1608 m. (1)

4° Dal 7 luglio al 10 agosto il domo perdette per crollamento 220 m. e si ridusse a 1380 m. di altezza.

5° Dal 10 agosto alla fine del dicembre 1903, la guglia crebbe nuovamente da 1380 a 1442 m.

Piramidi andesitiche molto simili a quella della montagna Pelée presentano, secondo lo Stübel, il Pichincha, il Quilindaña, l'Anallajche ed altri vulcani delle Ande (2); e noi vedremo più avanti (cap. V) che un obelisco andesitico si formò pure nel 1796 all'isola Bogosloff (Aleute), e che nel cratere della Solfatara della Guadalupa esiste un domo andesitico con due punte

(1) Si veda nella fig. 12 l'aspetto imponente della guglia della M. Pelée e nella tavola XXI la stessa veduta da St. Pierre.

(2) Stübel, *Rückblick auf die Ausbruchsperiode des mont Pelé auf Martinique 1902-1903 vom theoret. Gesichtpunkte aus.* Leipzig, 1904.

chiamate, da S. C. Deville, Piton Dolomieu e Piton Saussure (vedi Cap. VII).

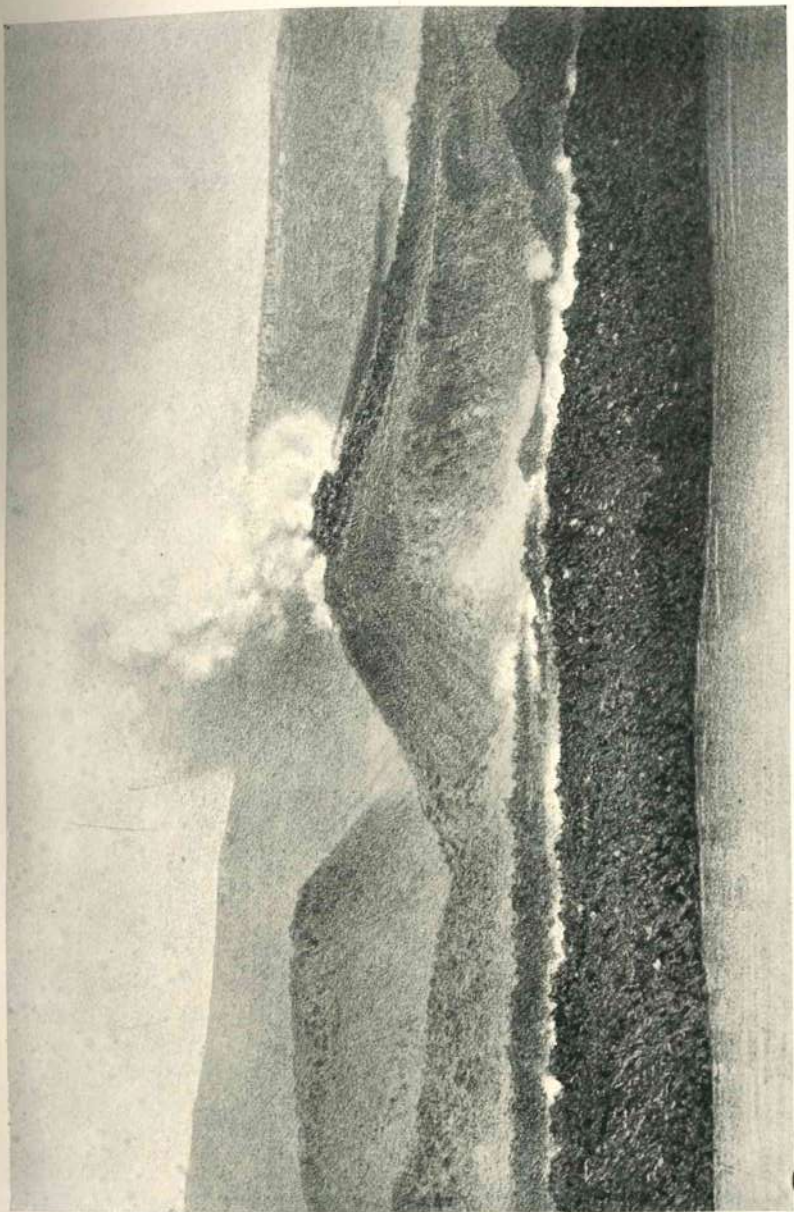
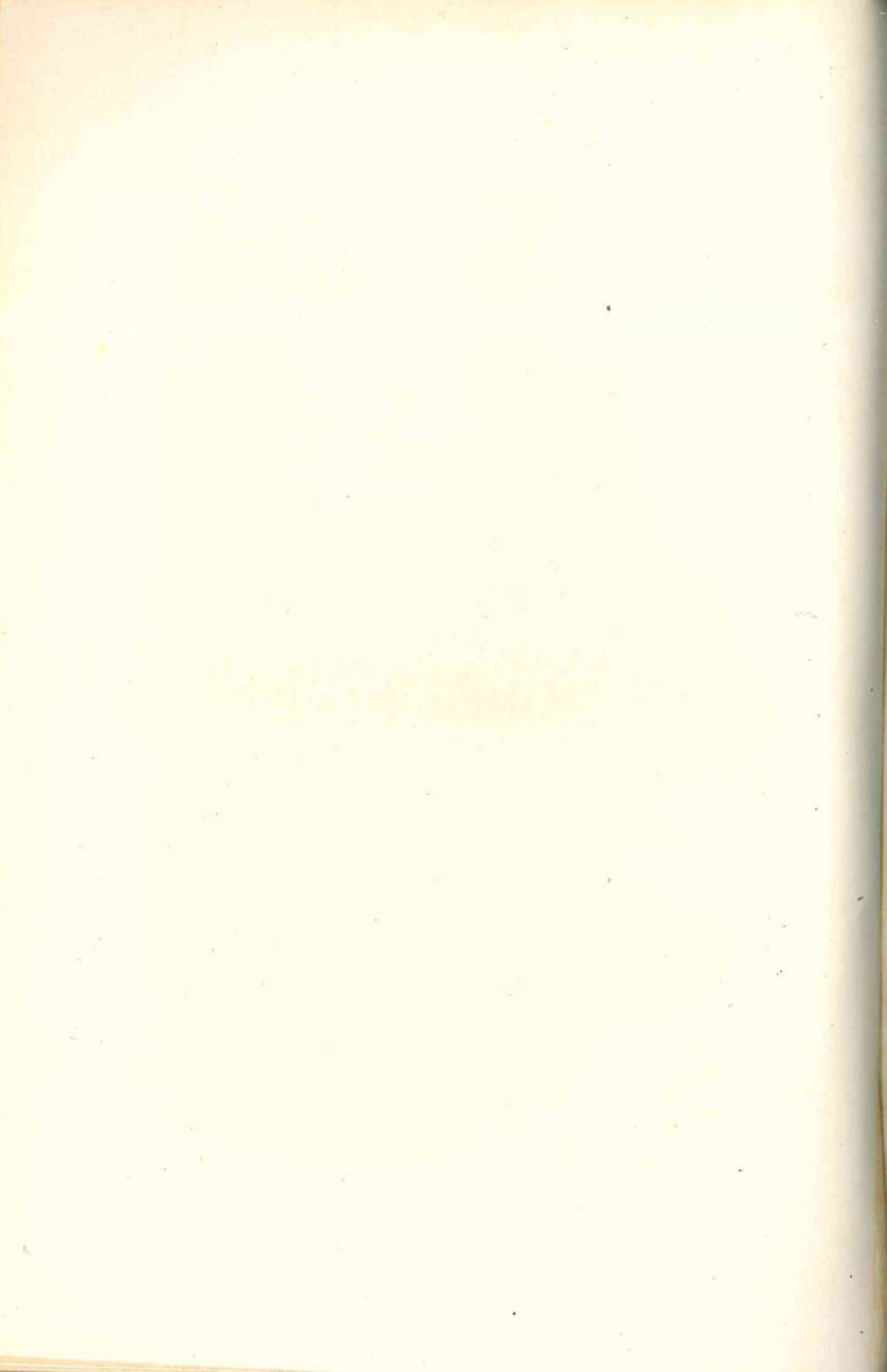
Conetti di sollevamento e domi d'intumescenza. — Durante la formazione della cupola lavica 1895-99, notai che nel punto dove la lava interfluente apriva una pseudobocca per *risorgere* non si formava nessun rialzo. Questa era la regola generale, però qualche volta (agosto 1899) il magma, nell'atto di aprirsi la via per venire alla luce, ha spezzato, sollevato e sconvolto in mille guise, sopra un piccolo tratto, le lave precedentemente solificate formando un conetto di pochi metri d'altezza, nel quale si vedevano grossi pezzi della lava vecchia squarciata portati in qualche punto fino alla posizione verticale e disordinatamente involti come grandi inclusi nel magma nuovo. Il che dimostra che quest'ultimo, perchè più viscoso del solito, si è, al punto di efflusso, gonfiato e sollevato per alcuni metri prima di scorrere lateralmente.

Nell'interno del cratere vesuviano, L. Pilla ed Abich affermano di avere visto formarsi piccoli conetti di sollevamento negli anni 1833 e 1834 [1]. Probabilmente si tratta di minuscole estrusioni di magma viscoso, che, consolidandosi in posto, formò conetti di lava. Ma questo caso al Vesuvio è rarissimo, perchè in generale la lava è molto fluida.

Recentemente il dott. B. Friedlaender chiamò *Schollendome* talune intumescenze laviche da lui osservate nell'interno del cratere del Kilauea. Sono rialzi tondeggianti e molto regolari (fig. 13) aventi 10-20 metri di diametro e pochi metri di altezza. Evidentemente sono piccole aree dove il magma lavico, accumulato sul fondo craterico, si è gonfiato ed ha sollevato la crosta già solidificata e spezzata in grandi lastroni. Il sollevamento allargò le spaccature rendendole concave in basso. Queste intumescenze sono circondate da lava a superficie piana ma pure molto fratturata, come ben si rileva dalla figura 13.

Concludiamo che queste intumescenze laviche, non meno che le estrusioni di magma, di cui ho parlato nel paragrafo pre-

---

[1] Roth, *Der Vesuv*, p. xxviii. — L. Pilla, *Spett. del Vesuvio*, 1832, n. 1, p. 16, parla di un conetto da lui visto nell'interno del cratere del Vesuvio formato da lava massiccia e chiuso alla cima: e perciò ritiene che la lava si sia sollevata in quella forma allo stato pastoso.

Tav. II. — Is. Santorino: Il cumolo-vulcano Giorgio I in attività. (Fot. di P. Desgranges, dic. 1866) (vedi pag. 48).

cedente, non hanno niente da vedere coi crateri di sollevamento di von Buch, la cui teoria non trova nessun appoggio nei fenomeni vulcanici attuali.

Coni di blocchi del Merapi. — Nel vasto cratere del Merapi (Giava) (1) si formano di tanto in tanto dei coni di blocchi e di scorie non per projezione, ma direttamente per consolidazione in posto della parte superiore della colonna lavica (andesite), la quale è molto scoriacea e si rompe in blocchi che ri-

Fig. 13. — Intumescenza lavica o Schollendome nel cratere primario del Kilauea (B. Friedlaender fot.).

mangono nel condotto, formando una specie di « tampon » come lo chiamano Verbeek e Fennema (2), i quali spiegano poi nel seguente modo la trasformazione del « tampon » in cono di eruzione. « A la suite d'une reprise et d'une recrudescence de l'activité du volcan, cette portion superieure solidifiée fut mise en place; les fragments furent soulevés par la lave liquide qui existait

(1) Il Merapi, alto 2875 m. sul l. d. m., ha un cratere ellittico di 600 m. circa di diametro maggiore e 480 di diametro minore.

(2) *Op. cit.*, p. 343.

au dessous; puis, arrivés dans le cratère, ils se disseminèrent dans tous les sens et formèrent une sorte de cône ou plutôt un amas de blocs incohérents ».

Com'è naturale questi coni di blocchi sono privi di cratere. Ma il Merapi presenta pure violentissime fasi esplosive, e allora i blocchi vengono projettati lontano e il conetto interno distrutto. Questo avvenne, secondo i citati geologi, due volte anche in epoca recente, cioè nel 1865 e nel 1872.

A me pare che tra i coni di blocchi del Merapi e il domo del Pelé non vi sia differenza essenziale, ma solo di grado; poichè, se nel cratere del Merapi il cono di blocchi assumesse dimensioni maggiori delle solite [1], e poi la colonna di magma andesitico facesse estrusione attraverso questo cumulo di blocchi, si avrebbe nell'interno del cratere merapiano una costruzione affatto simile al domo sorto nel 1902-03 in quello peleano.

PROFILI DEI VULCANI. — La forma più o meno regolarmente conica è caratteristica di tutti i vulcani, quando abbiano un condotto centrale stabile.

Se la montagna vulcanica è formata prevalentemente o esclusivamente da materiale detritico, presenta forma conica regolare e con pendìo piuttosto ripido variante tra 30° e 40°, che è « l'angolo di riposo » di un mucchio di frammenti di roccia rovesciati da un carro.

Presentano la forma tipica, slanciata e regolare, dei coni detritici il Fusiyama (fig. 14), il Shishaldin (is. Unimak, Aleuzie), l'Orizaba (Messico), il Sangay (Quito), l'Auruhoe (Nuova Zelanda) (vedi Cap. VII).

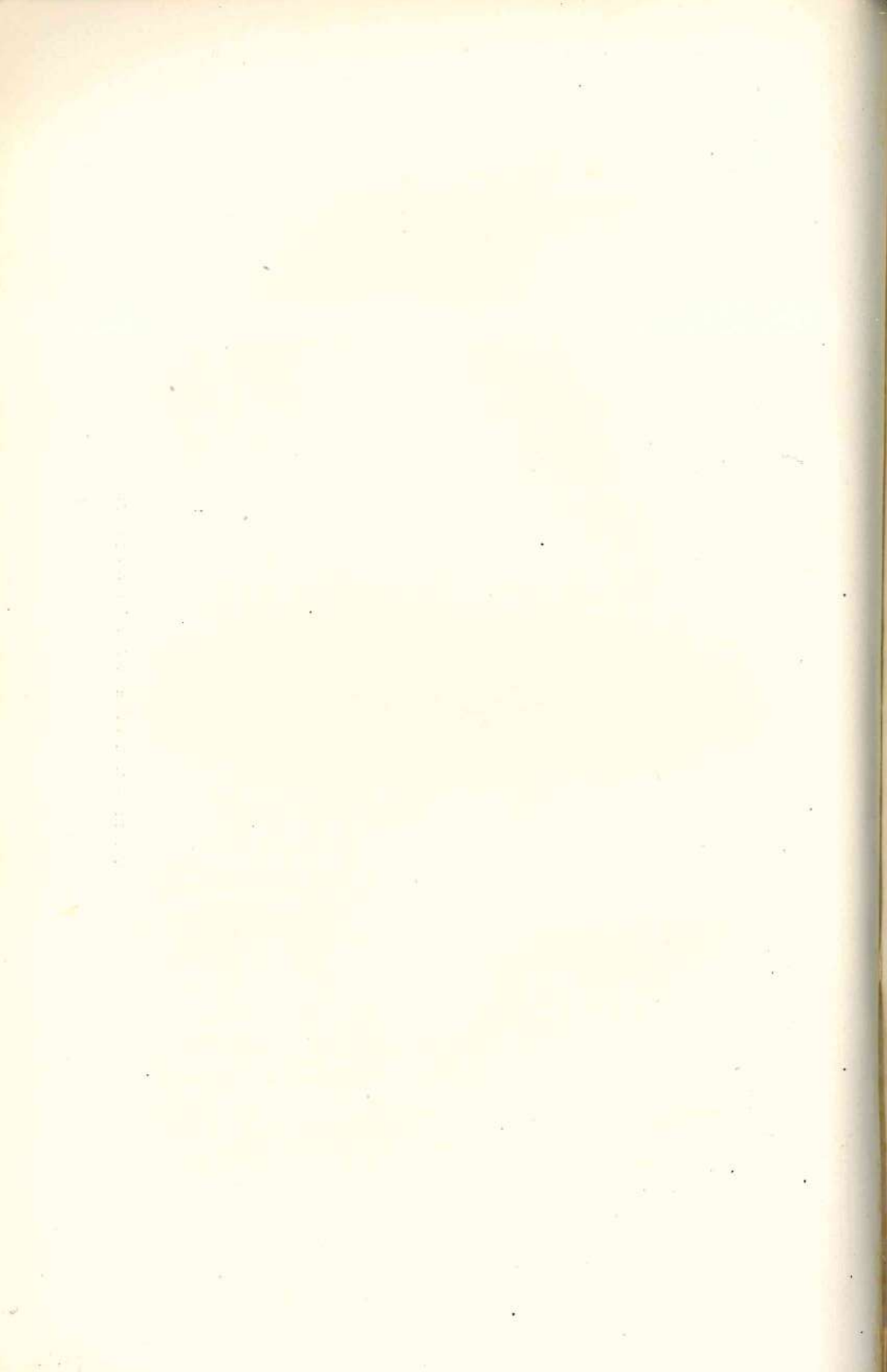
La regolarità del profilo dei vulcani viene facilmente alterata dalle eruzioni laterali, che danno origine ad accumulazioni di lave o a coni di detriti. Per esempio, le due grandi cupole laviche vesuviane del 1891 e del 1895 cambiarono totalmente l'orografia del monte tra l'Osservatorio e l'Atrio del Cavallo.

Spesso il profilo dei coni vulcanici è pure interrotto da sporgenze o gradini che sono residui di antichi orli craterici.

Nei vulcani misti, come sono l'Etna, il Vesuvio, il Fogo, ecc., il pendìo è pure misto, cioè minimo nelle parti basse dove si

---

[1] Nel 1872 il « cono di blocchi » si alzava per 20 metri circa al di sopra dell'orlo settentrionale del recinto craterico.

Tav. III. — L'Etna vista da Taormina (vedi pag. 53).

distendono le grandi lave più fluide, massimo nelle parti più elevate, dove predominano i detriti. Secondo O. Silvestri, all'Etna la regione più bassa e coltivata ha un pendìo medio di 3°, la regione di mezzo fino al Piano del Lago un pendìo di 8° e il cono terminale di oltre 32°. Al Vesuvio la pendenza tra Cercola (S. Sebastiano) e il Fosso di Faraone è di 4.18° (S. C. Deville), invece il pendìo medio del Gran cono è secondo Roth di 31° [1].

Secondo Deville, il pendìo del Pico de Fogo (is. Capoverdi)

Fig. 14. — Il Fusiyama (Giappone). Tipo di cono detritico (da Milne).

è di 35°-40°; ma il pendìo esterno del gran recinto, fino a metà altezza è di pochi gradi, e solo in alto si fa abbastanza ripido.

I coni di lava, se di natura basaltoide, presentano pendenze minori dei coni di tufo. In generale sono pendenze inferiori a 25° e talvolta di 3°-4° appena. Grandi coni estremamente appiat-

---

[1] Lungo la Ferrovia elettrica Cook Pugliano-Vesuvio nel primo tratto, sotto la Centrale, la pendenza è di 4° 35′ o poco inferiore, tra la Centrale e l'Osservatorio è di circa 14° 28′, sul Gran Cono (Funicolare) è di 30° in media, e in un punto raggiunge 39° 3′.

Le Tav. III, IV e XXV basteranno per dare un'idea esatta del profilo generale dell'Etna, del Vesuvio e del Mauna Kea.

titi sono quelli del Mauna Loa, del Mauna Kea e dell'Hualalai che hanno pendenze medie di 6°-8°, scendendo su grandi estensioni fino a 3° (fig. 15).

Anche in Islanda si trovano due grandi coni di lava, cioè il Kollötladyngja (1209 m.) e il Trölladyngja (1491 m.), i quali hanno pendenze di 3°-4° presso la base e di 6°-7° vicino alla cima, dove presentano vasti crateri di sprofondamento, ora spenti, ma che in passato dovettero contenere *laghi di lava,* come quello del Kilauea (Thoroddsen).

Secondo Stübel, l'Haourân (vulcano spento della Palestina) è una cupola lavica (basalto ricco d'olivina) schiacciatissima, a debole pendìo, avendo con 80 km. di lunghezza e 45 di larghezza solo 1802 m. di altezza.

Invece, se la roccia è trachitoide, risultano colline a ripidi pendii, come sono le cupole tipiche dell'Alvernia, dove una roccia

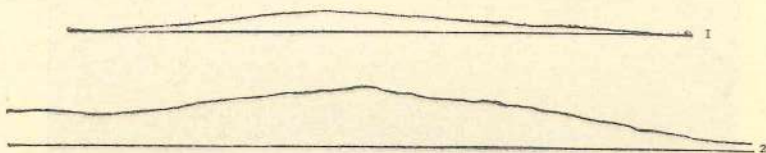
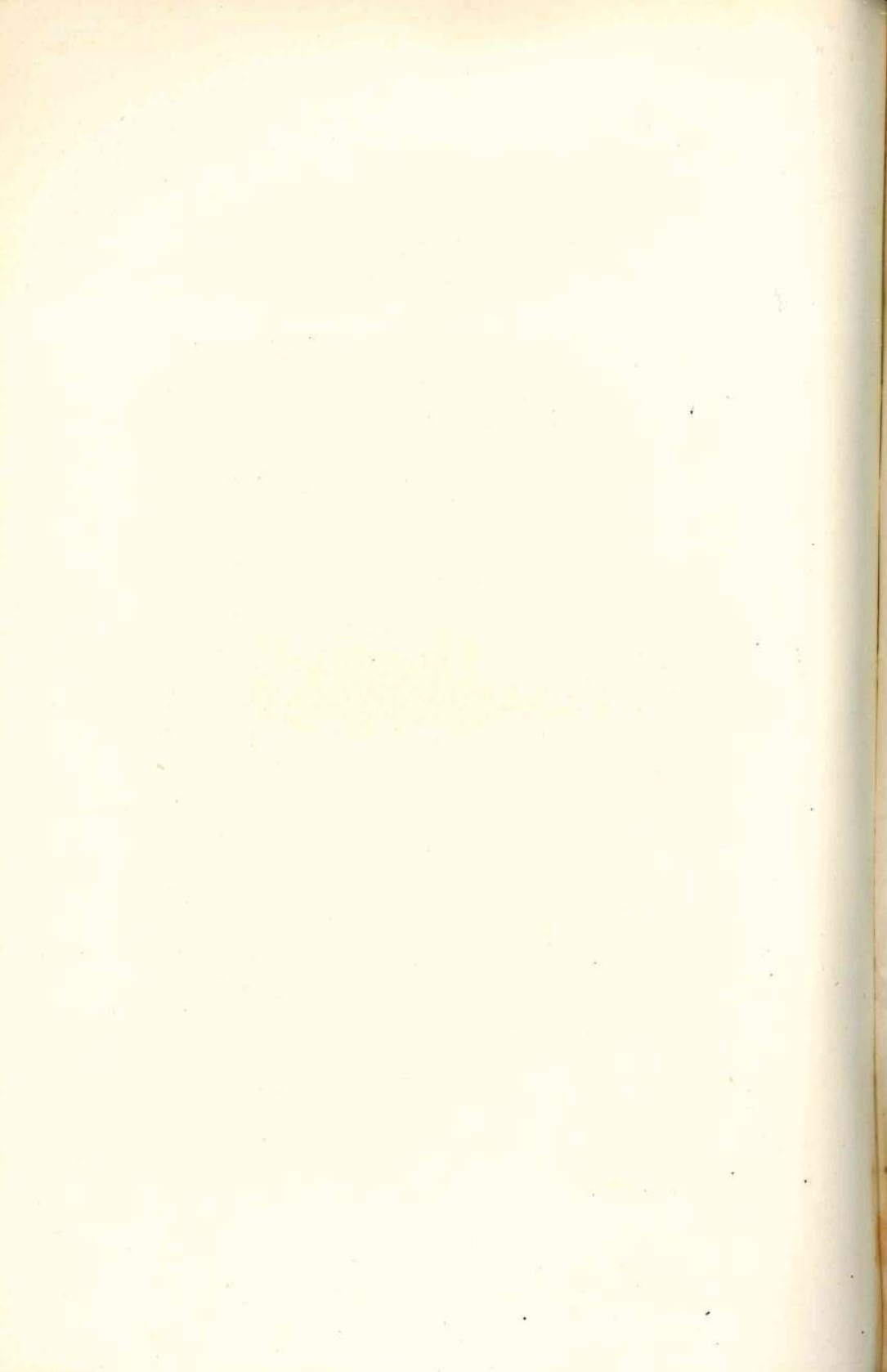



Fig. 15. — Profili delle cupole laviche hawaiane (da fotografie). 1, Mauna Loa; 2, Hualalai.

trachitica, chiamata *domite,* costituisce il Puy de Sarcouy, il Puy de Dôme, ecc., aventi la forma di caldaie rovesciate. I domi andesitici sorti nei crateri della montagna Pelée e della Solfatara della Guadalupa hanno le pareti in parte quasi verticali, (vedi fig. 12).

Il Chimborazo e molti altri vulcani delle Ande sono giganteschi domi andesitici a profilo molto irregolare, ma con prevalenza di forti pendenze.

Le nuove cupole laviche vesuviane del 1891 e del 1895 presentano pendenze intermedie tra quelle dei domi trachitici e quelle delle cupole appiattite schiettamente basaltiche. Il che si spiega benissimo riflettendo che la fluidità delle moderne leucotefriti del Vesuvio, occupa precisamente un posto intermedio tra la grande viscosità delle domiti acide e l'estrema scorrevolezza dei basalti vetrosi hawaiani. In altre parole si può stabilire che, in generale, *il pendìo di un cono di lava è funzione della fluidità del magma.*

Tav. IV. — Il Vesuvio visto da Napoli (S. Lucia nova) nel settembre 1904 (vedi pagg. 53 e 129).

Recentemente (settembre 1904) il Vesuvio ci offrì un bellissimo esempio di due conetti di projezione svelti, ripidi e molto regolari, sorti per accumulazione di scorie sopra una cupola lavica molto appiattita, costituita dalla sovrapposizione di colate. Il contrasto dei due profili risulta nel modo più evidente nella fig. 16.

Bisogna però notare che la fluidità del magma non dipende soltanto dalla sua natura, ma da altre circostanze (v. Cap. III).

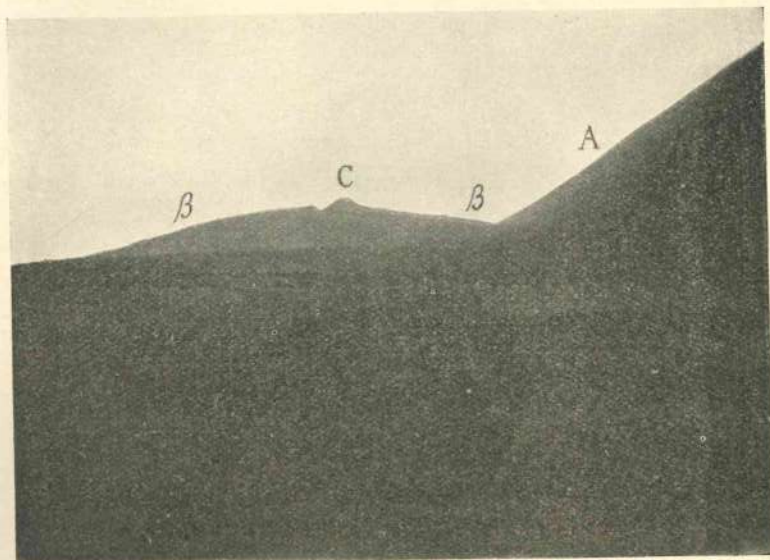



Fig. 16. — *BB*, Cupola lavica vesuviana del 1903-04 nella valle d' Inferno. *C*, due conetti di scorie del settembre 1904; *A*, fianco del Gran Cono. Veduta presa da NW. il 28 novembre 1904 (fot. dell'A.).

Perciò noi vediamo che nello stesso vulcano si formano domi con pendii molto diversi: per esempio il Piton de la Fournaise della Riunione è un cono schiacciatissimo, invece il Mamelon central ha forma di campana con fianchi quasi verticali, mentre ambedue sono coni di lava basaltica (fig. 17).

Similmente il profilo dei coni di detrito, varia notevolmente nello stesso vulcano, secondo la forma e lo stato di fluidità dei detriti stessi. In generale i coni di arene, di lapillo e di proietti solidi presentano pendìo minore di quelli di scorie fluide. Nei

piccoli conetti (*driblet-cones* di Dana), che si formano sulle lave fluenti per la proiezione di gocce di magma, il pendìo arriva fin quasi a 90° (fig. 64), e in generale nei conetti di sole scorie fluide il pendio è molto forte, perchè i brandelli di lava rimangono là dove cadono per la loro pastosità. Invece nei coni di arene, lapillo e proietti solidi il pendìo, in generale è di 28° a 30°. Ecco alcuni esempi: il Dr. Friedlaender osservò all'isola Niuafoou un conetto di scorie basaltiche (fig. 18) che presenta nella sua metà inferiore un pendìo di 35°-40° e nella metà superiore un

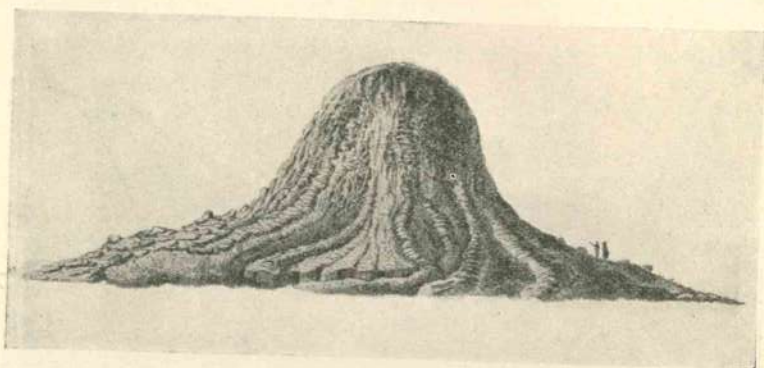



Fig. 17. — Mamelon central del vulcano dell'isola della Riunione (da Bory de St. Vincent).

pendìo di 55° a 60°. Similmente, confrontando il pendìo dei conetti di proiezione formatisi nell'interno del cratere del Vesuvio nel marzo 1903 (fig. 21) e nel febbraio dello stesso anno (fig. 43) si vede che il primo, formato in gran parte di lapillo solido, ha un pendìo (28° circa) notevolmente minore di quello del secondo (35° a 36°) costituito interamente da scorie fluide. Faccio poi notare la grande regolarità dei due conetti concentrici, rappresentati nella figura 43.

Concludiamo che *il profilo dei coni di projezione dipende non solo dalla natura, ma anche dallo stato fisico del materiale dejettato.*

CRATERE E BOCCHE. — Alla cima dei vulcani detritici o misti esiste sempre una voragine più o meno profonda detta *cratere* (dal latino *crater* che significa tazza, coppa), perchè la

sua forma tipica è quella di un imbuto, nel quale bisogna distinguere l'*orlo,* le *pareti* e il *fondo.*

Il fondo del cratere comunica coll'interno del condotto vulcanico, per mezzo di una o più aperture che sono le *bocche* (¹) del vulcano.

Il cratere che si trova alla parte culminante della montagna

Fig. 18. — Conetto di scorie basaltiche, notevole per il forte pendìo. Nell'isola Niuafooe (isola della Tonga). Fot. di B. Friedlaender.

vulcanica si chiama *terminale* o *centrale.* Spesso però i fianchi del monte si squarciano e hanno origine crateri *laterali* o *avventizî.* Per esempio, al Vesuvio il cratere attivo è terminale (Tav. IV), invece allo Stromboli è laterale (fig. 45), cioè situato circa 200 metri al di sotto dell'orlo del cratere centrale, spento da moltissimo tempo.

Rispetto all'origine, il cratere può essere: 1° di esplosione; 2° di sprofondamento (di collasso); 3° di accumulazione; 4° di origine mista.

(¹) In tutte le lingue si è adottata la parola italiana *bocca* per indicare l'apertura di emissione di un vulcano attivo. Le parole *voccole* e *voccolilli* sono nomi dialettali napoletani per indicare *piccole bocche.*

Nelle eruzioni esplosive di grande violenza la montagna vulcanica viene talvolta decapitata e sventrata, e si forma una voragine più o meno profonda (*cratere di esplosione*). Per esempio, al Bandai-San, vulcano andesitico del Giappone, alto 1850 m., nel 15 luglio 1888, avvenne un'eruzione esplosiva, che durò poche ore, ma fu tanto violenta da lasciare una voragine di 3 km. di lunghezza per 2 km. di larghezza e 200 metri di profondità. Per una grande eruzione esplosiva avvenuta nel 1815, il Tambora di Sumbava, perdette più di 1200 m. di altezza, e alla sua cima si formò una voragine di 25 km. di circuito e di 530 m. di profondità.

Quando si forma un *cono di projezione* per l'accumulo dei materiali lanciati in aria dalle esplosioni, sempre rimane alla sua cima una cavità, in fondo alla quale esistono le bocche esplodenti. Potremo chiamare questa cavità *cratere di accumulazione* o *cratere di detriti*.

Infine, se in un vulcano avviene lo sgorgo di grande quantità di magma lavico da spaccature laterali, restano nel suo interno immensi spazi vuoti, e perciò tutta la cima del monte s'insacca, scende in basso e si forma un *cratere di sprofondamento* (di collasso). Talvolta gli sprofondamenti sono intermittenti e risulta una successione di terrazzi corrispondenti alle principali fasi del fenomeno, come si vede nella Tav. V.

Il Vélain ammette anche una categoria di crateri che chiama *crateri di lave* e cita come esempio il cratere Dolomieu dell'isola Riunione; poichè egli ritiene che l'elevazione del cratere e la sua grande regolarità sia dovuta a una lunga serie di colate di lava sovrapposte le une alle altre. Ma a me pare che questa sovrapposizione abbia formato il cono, ma non il cratere, il quale, secondo Bory de St. Vincent, ebbe principio con uno sprofondamento avvenuto nel 1791.

Al Vesuvio, dopo tutte le maggiori eruzioni (1631, 1822 [1],

---

[1] Lo Scrope sostiene che la voragine del 1822 si formò non per sprofondamento, ma solo per le esplosioni continue e rapide che durarono 20 giorni. Ma Monticelli e Covelli affermano che la cima del Vesuvio apparve abbassata di 93 m. dalla parte di S-W subito la prima volta che si mostrò scoperta, nel giorno 26 ottobre (l'eruzione era cominciata nel 21). Del resto in altre eruzioni vesuviane lo sprofondarsi del cratere è stato accertato in modo non dubbio. Per esempio, scrive il De Bottis (*Op. cit.*, pag. 12) che nei primi giorni dell'eruzione del 1779, cioè nel 5 agosto, alle ore 8 $^1/_2$ « si sentì un grandissimo rumore del monte, e sprofondò tutto il piano del suo cratere, e la soprannominata montagnola che v'era; e dalla cima, fin quasi alle radici, si spaccò il monte e cadde nel

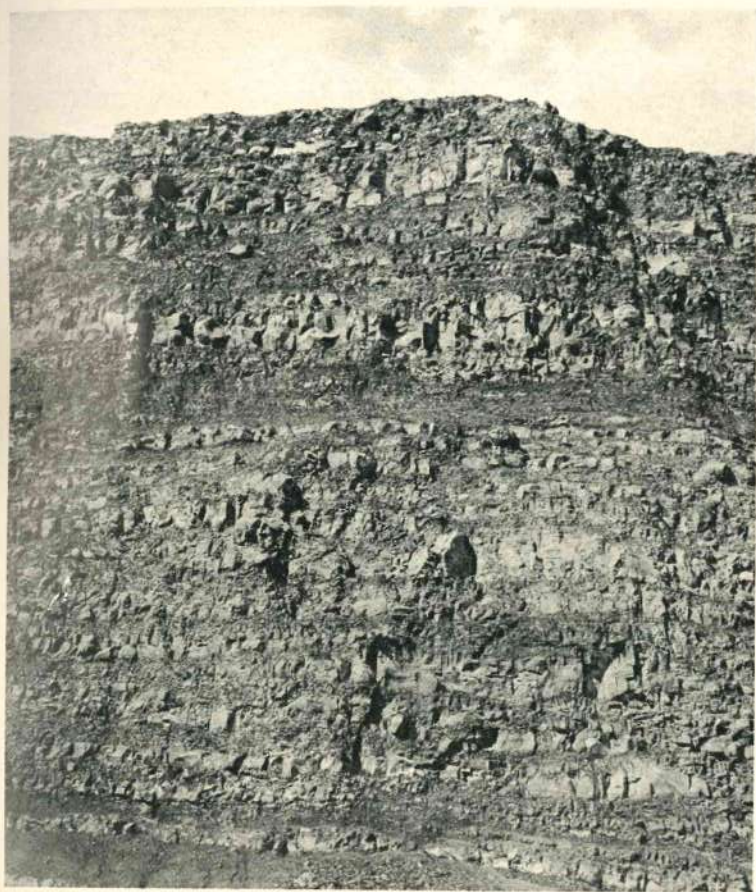
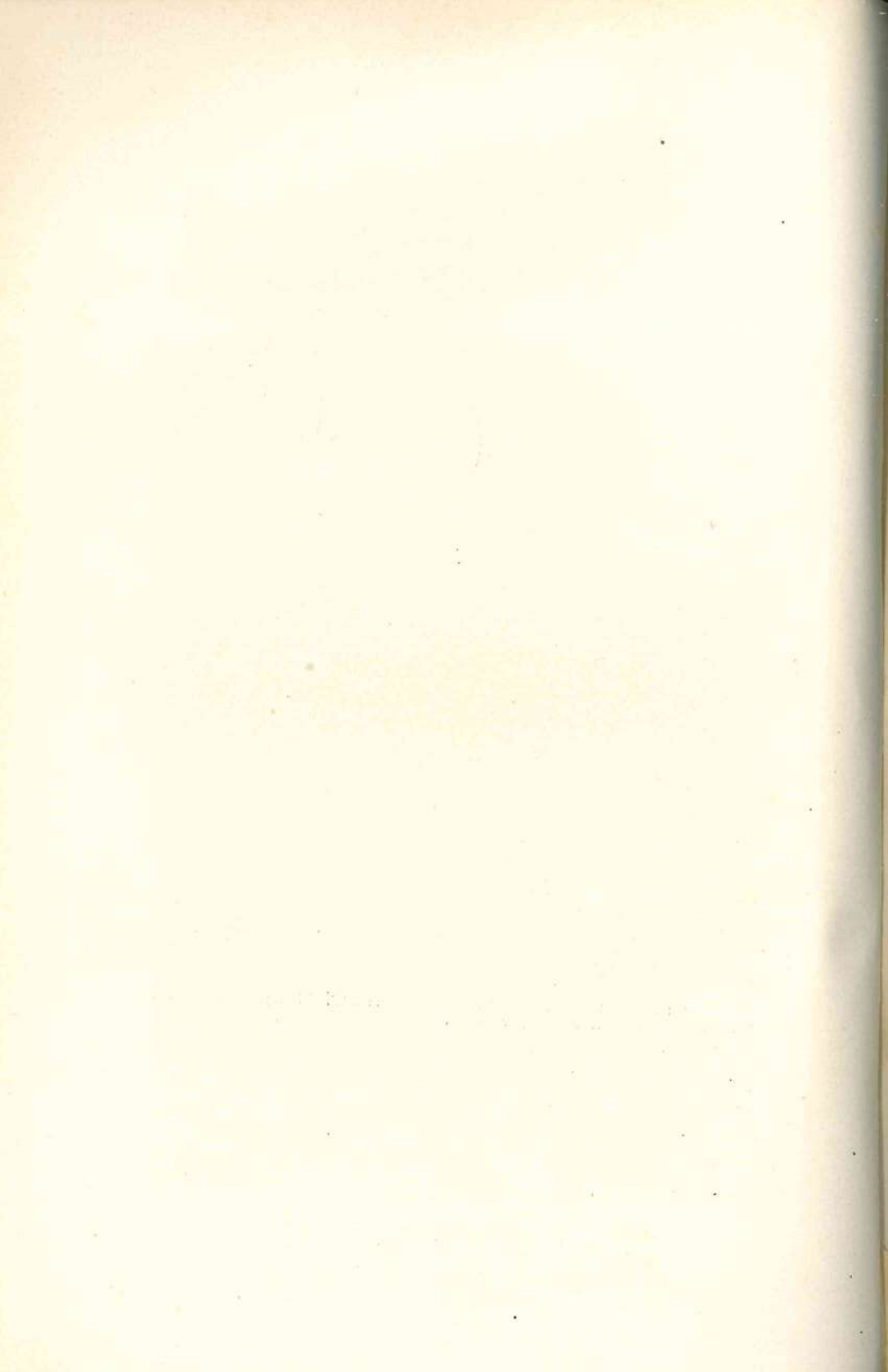



Fig. 19. — Parte superiore della parete interna NW. del cratere primario del Kilauea (Fot. di B. Friedlaender) (vedi pag. 59).

1872, 1906), si ebbe sempre un vasto cratere di circa 250 m. di profondità, e d'origine mista, cioè: formato da sprofondamenti; ai quali fecero seguito violentissime esplosioni, che lanciarono all'esterno gran parte del materiale franato.

Invece i grandi crateri del Mauna Loa e del Kilauea sono formati solo per sprofondamento, come si argomenta osservando le loro pareti interne perfettamente verticali e costituite dalla sovrapposizione di tanti letti di lava senza materie detritiche.

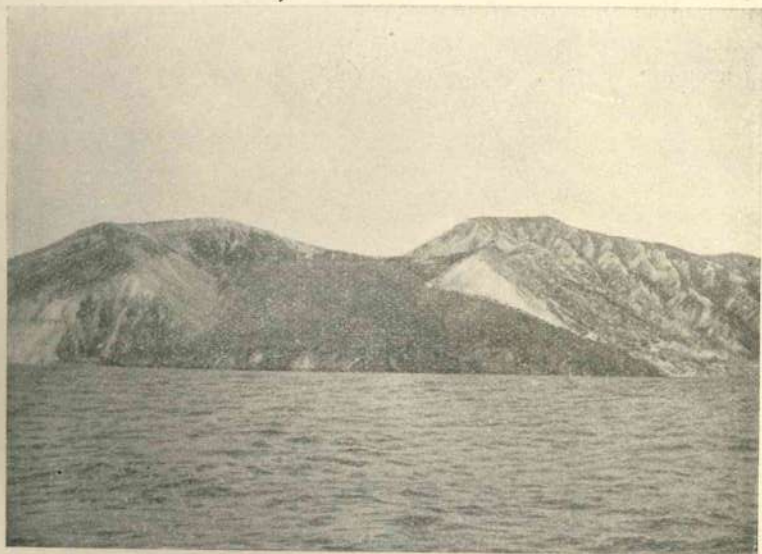



Fig. 20. — Cratere di M. Pelato (isola Lipari) aperto verso il mare dove trabocca una potente colata trachitica (fot. H. Cool).

La fig. 19 rappresenta appunto la parete interna del cratere del Kilauea. Le quattro più grandi eruzioni (del 1823, del 1832, del 1840 e del 1868) avvenute nel secolo scorso al Kilauea, furono tutte seguite da uno sprofondamento del fondo craterico di oltre 100 metri [1].

suo seno una buona porzione del vertice, sicchè si formò un'ampissima e profonda voragine ». Similmente nel 3 luglio 1895, appena cominciato un efflusso lavico laterale, subito nello stesso giorno rovinò metà del conetto terminale e sprofondò buona parte del fondo craterico. Le esplosioni seguirono *dopo* lo sprofondamento come reazione (v. Tav. V).

[1] Dopo il grande efflusso lavico laterale del 1840 il livello del lago di lava, che occupava il fondo craterico, si abbassò di 120 metri in tre settimane.

I crateri di sprofondamento presentano pareti interne a picco e quasi verticali: regolari se si tratta di un cono di lava, invece molto irregolari se di un cono misto o di tufo. Al contrario, nei crateri formati per accumulazione di detriti, un *talus* di materie frammentizie, regolarmente inclinato verso l'interno, dà al cratere la forma d'imbuto o di una grande conca, come si verificò alla Fossa di Vulcano in seguito all'eruzione del 1889.

Spesso al Vesuvio ed in altri vulcani, alternano sprofondamenti con fasi esplosive, i cui prodotti tendono a riempire la voragine craterica ed a rialzarne le pareti: allora si ha un cratere di origine mista, cioè, parte di sprofondamento e parte di accumulazione. Egualmente avviene talvolta che una prima

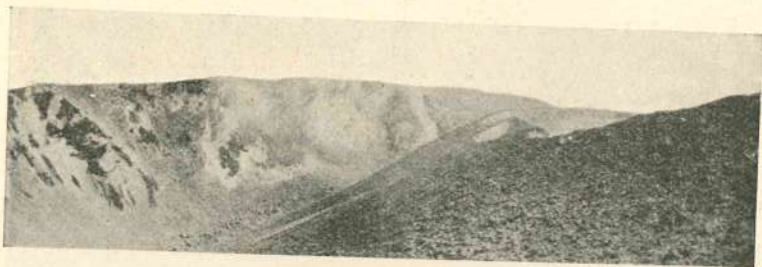
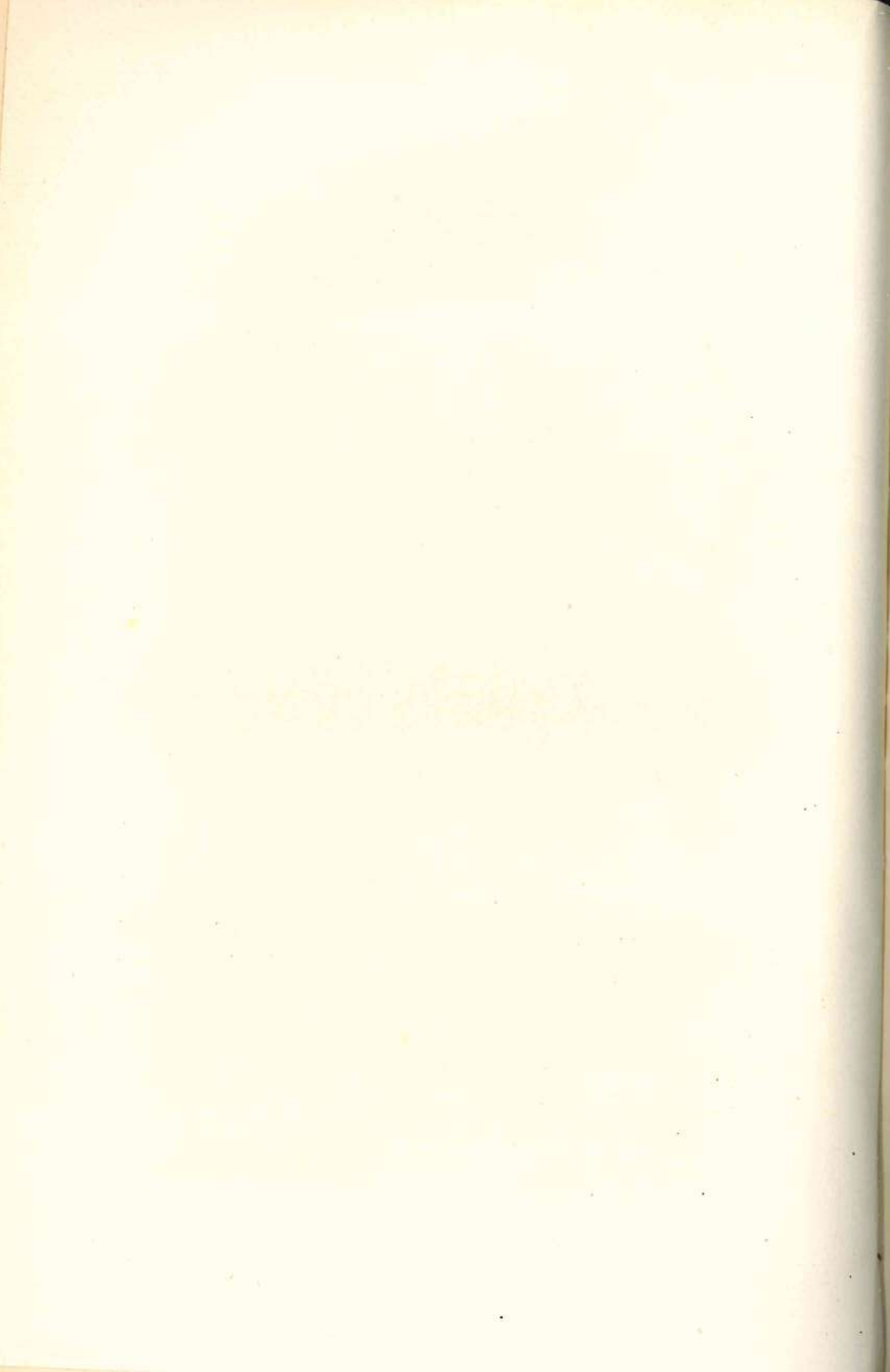



Fig. 21. — Conetto di projezione sorto nell'interno del cratere del Vesuvio nel febbraio-marzo 1903 (fot. di E. Aguilar).

fase esplosiva, molto violenta, scavi una voragine, e poi subito seguano esplosioni più moderate, che innalzano l'orlo craterico. Per esempio, i numerosi crateri del Tarawera, formatisi nel 1886 (pag. 36) avevano tutti questa doppia origine, cioè, secondo il Thomas, alcuni per metà erano di esplosione e per altrettanto la loro profondità era aumentata per accumulazione: in altri era molto predominante la parte scavata per esplosione (circa $^{9}/_{10}$).

La forma del cratere può essere circolare, ma più frequentemente è ellittica, e ciò si verifica specialmente quando la sua formazione si deve a due o più bocche allineate nella direzione del suo asse maggiore.

Raramente il cratere si conserva da ogni parte egualmente elevato. Più spesso è slabbrato o profondamente squarciato. Molti dei Puys dell'Alvernia e dei coni avventizî dell'Etna sono aperti dalla parte dove sgorgarono colate laviche. La fig. 20 rappresenta una potente colata trachitica « le rocche rosse », che

Tav. V. — Vesuvio: cratere di sprofondamento del luglio 1895 (vedi pag. 59).

ha squarciato il fianco di M. Pelato nell'isola Lipari (Capo Castagna).

Qualche volta l'orlo craterico risulta originariamente molto ineguale a causa de' venti dominanti durante il periodo esplo-

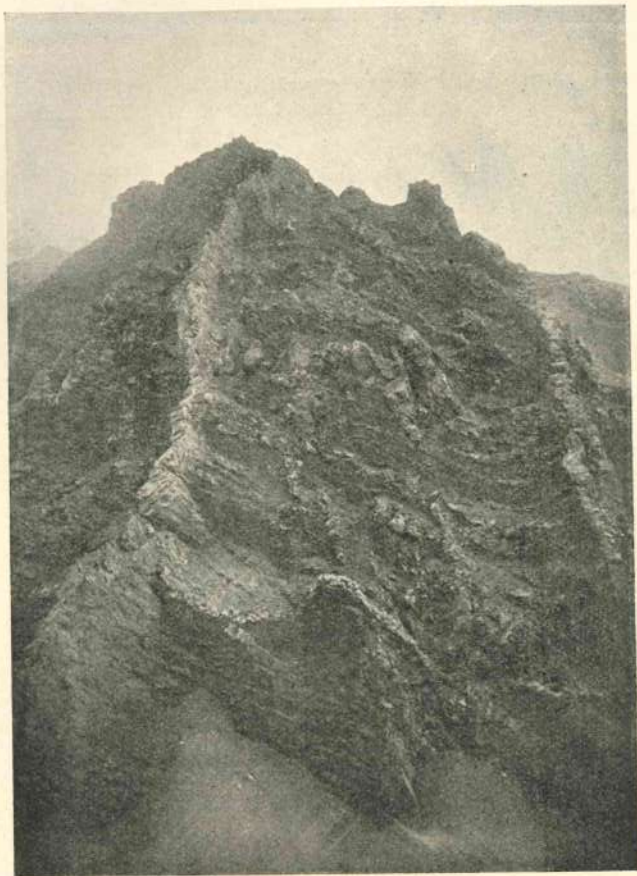



Fig. 22. — I dicchi del M. Somma sotto i Cognoli di levante visti dalla valle dell'Inferno (fot. dell'A.).

sivo, ovvero perchè il getto delle materie detritiche non è verticale, ma inclinato all'orizzonte.

Per esempio, nelle recenti eruzioni del Vesuvio (1894, 1900, 1903) i materiali detritici si accumularono sempre in maggiore quantità nella parte N-W del cratere.

La profondità del cratere può diminuire per diverse cause, cioè: 1° per innalzamento del fondo dovùto alla spinta interna della colonna lavica ascendente; 2° per trabocchi lavici intercraterici (v. Cap. III); 3° per accumulazione di materiali detritici proiettati o franati. Al Kilauea prevalgono le prime due azioni [1], invece al Vesuvio la seconda e la terza.

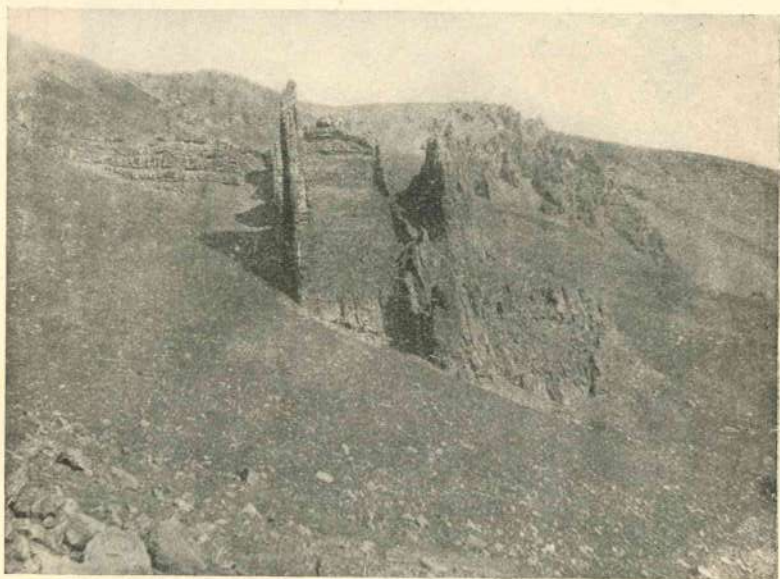



Fig. 23. — Dicchi della valle del Bove (Etna) nella località detta Teatro Piccolo situato poco a nord del Piano del Trifoglietto (fot. di A. Riccò).

DIMENSIONI DEI CRATERI. — La vastità del cratere non ha nessun rapporto costante colla grandezza della montagna vulcanica a cui appartiene. I crateri più grandi sono di sprofondamento. Tra quelli conosciuti i più vasti sono il cratere spento del Ringguit (isola di Giava) che ha 21 chilometri di diametro e quello del vulcano attivo Aso-san (Giappone) che ha 16 chilometri di diametro. Il Tengguer è un altro vulcano di Giava profondamente troncato da un gran cratere di sprofondamento di quasi 8 ½ km. di diametro. Sul suo fondo, detto

[1] DANA, *Op. cit.*, pag. 172.

« Dasar » (mare di sabbia), sorge il Bromo, attivo, e quattro altri coni vulcanici spenti. I più profondi crateri attivi del globo sono: quello del Raoun (Giava), che ha 2280 m. di diametro massimo, 1760 m. di diametro minimo e 630 m. di profondità, e quello del Popocatepetl (Messico), il cui fondo è 505 m. sotto il punto più alto (Pico Major) dell'orlo craterico e 205 m. sotto il punto più basso dell'orlo stesso.

Il cratere dell'Etna è una voragine imbutiforme, che, nel 1900, aveva 282 m. di profondità e 527 m. di larghezza all'orlo superiore, che era circolare. Assai più vasto è il cratere del Mauna-Loa (4170 m.), chiamato Moku-a-weoweo (Tav. XXIV). La sua forma è ellittica e le dimensioni sono: lunghezza m. 5950, larghezza m. 2820, circuito all'orlo superiore circa km. 15,3, profondità m. 245.

Il cratere del Kilauea (Tav. VI) è un vastissimo bacino ellittico, avente 4900 m. di diametro massimo e circa 12 km. di circuito. Secondo il Dana, nel 1840, era formato da due depressioni concentriche, con pareti quasi verticali (fig. 19): la prima (cratere primario) avea 184 m. di profondità, la seconda (cratere secondario) era 120 m. più profonda. In questa esistevano diversi bacini pieni di lava fluida ed incandescente. Il più grande (*lago di lava*), aveva 300 m. di diametro.

Nel 1868, in seguito ad una eruzione, il fondo del cratere secondario, si abbassò di 30 m. sopra una estensione di 1600 m. di diametro. Nello stesso tempo il lago di lava si ingrandì e si innalzò, e il magma fluido restò trattenuto ad un'altezza di circa 60 m. sopra la parte più bassa del cratere da una specie di argine circolare, formato da trabocchi della lava piccoli, ma continuati.

La veduta della Tav. VI, presa dall'orlo del cratere secondario, mostra questo lago di lava, come appariva nella primavera del 1893.

Diversa funzione delle bocche. — Dalle bocche di un vulcano può sgorgare la lava in colate (*bocca d'efflusso* o *bocca di fuoco*), ovvero vengono lanciate materie detritiche (*bocca di esplosione* o *di projezione*). Nelle eruzioni laterali etnee di solito avviene che le bocche più elevate danno solo esplosioni, mentre da quelle più basse fluisce la lava.

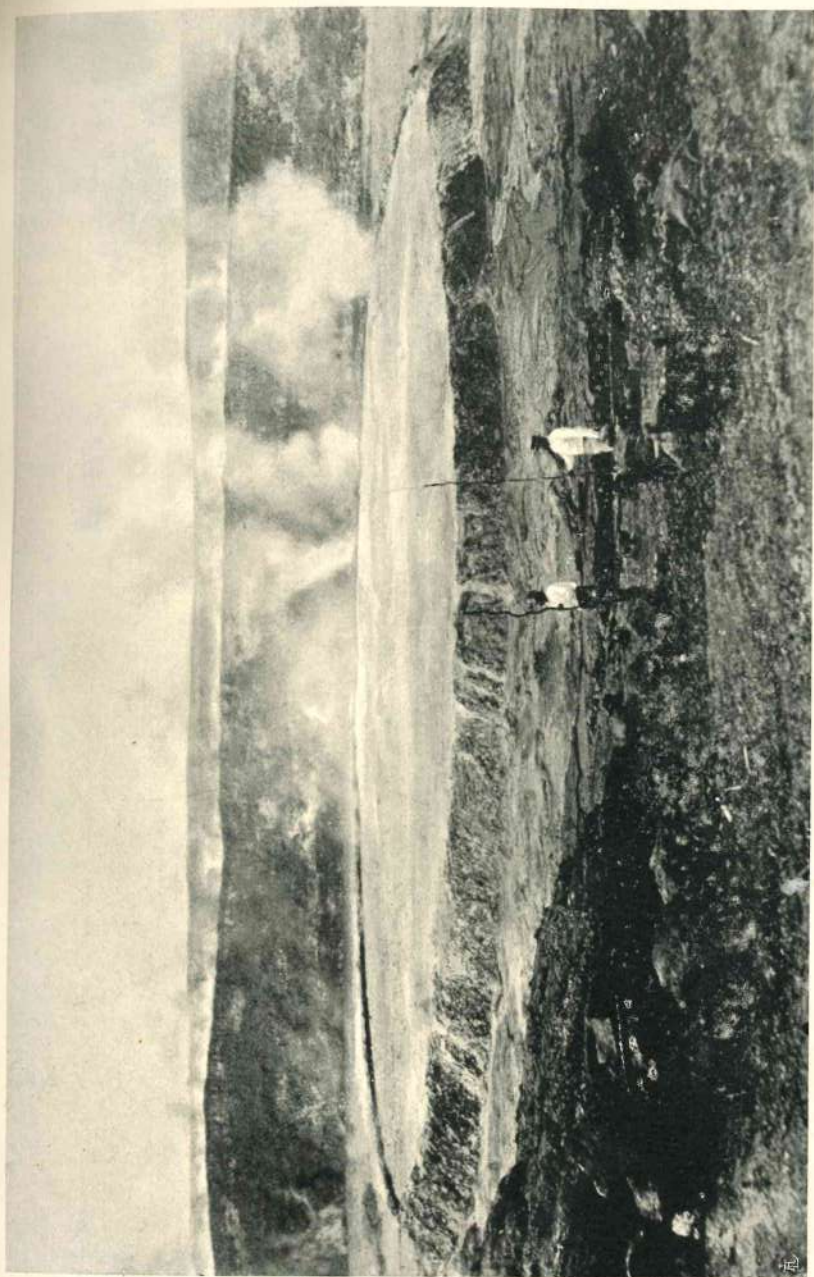
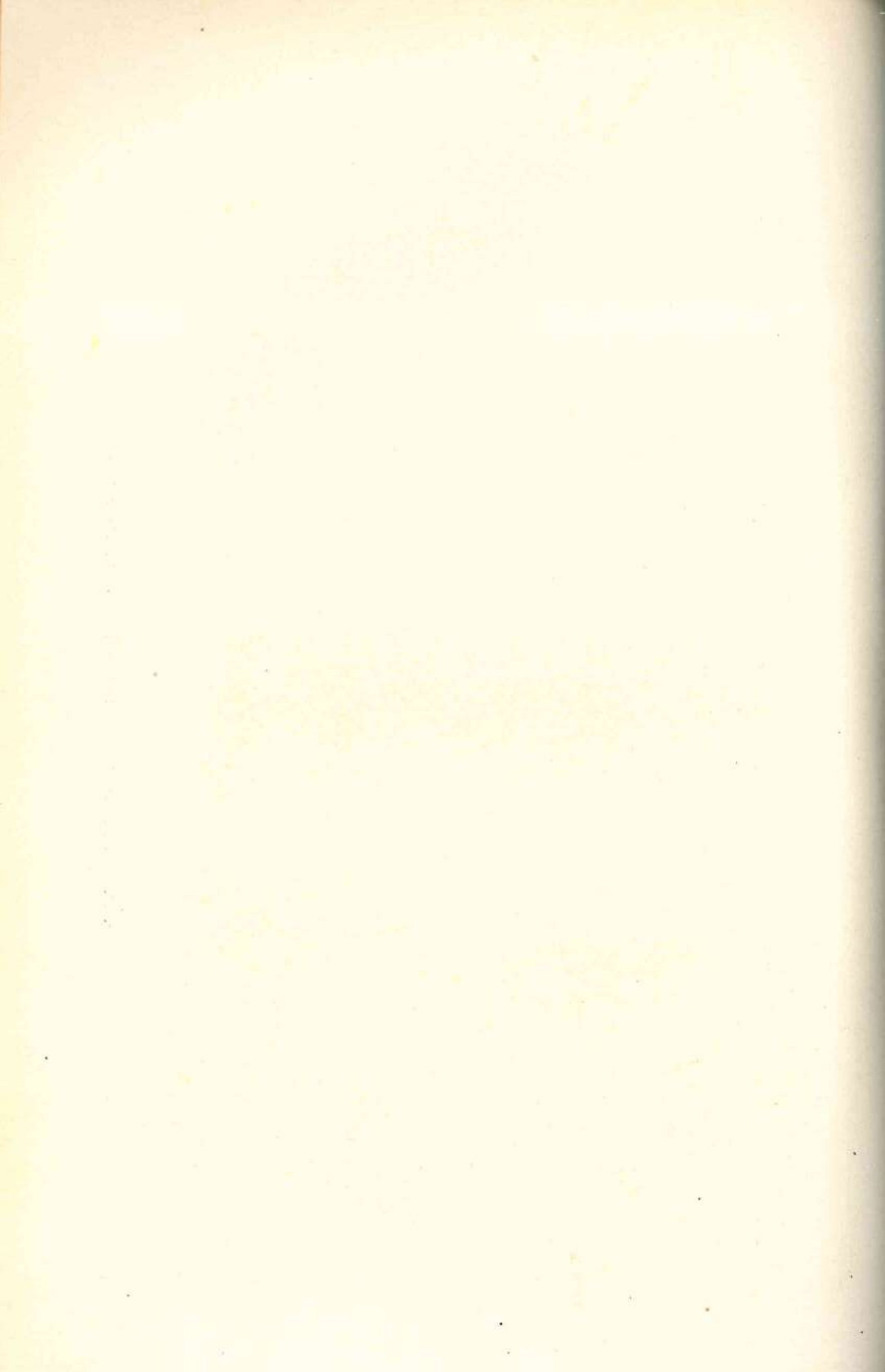
Qualche volta una stessa apertura funziona simultaneamente

o successivamente come bocca di projezione e come bocca di efflusso.

Presso le bocche attive di un vulcano, si formano per accumulazione *conetti avventizî,* i quali, per la posizione, possono essere *centrali* o *interclusi,* ovvero *laterali,* ovvero *eccentrici.*

Accrescimento della montagna vulcanica. — La montagna vulcanica cresce: 1° per sovrapposizione esterna di colate di lava e di materie detritiche; 2° per intrusione di dicchi.

Nel marzo 1906, il Vesuvio era circa 305 metri più alto che nel 1632, ossia aveva guadagnato un poco più d'un metro all'anno, in media. Ma nella grande eruzione dello scorso aprile si abbassò a N-E di 180 m. e 100 metri o poco meno nelle altre parti. Si vede, quindi, che il modo con cui cresce in altezza non è continuo, ma saltuario; infatti la sua cima nelle grandi eruzioni quasi sempre crolla per sprofondamento e per esplosione, e perciò si abbassa e si allarga, mentre il cratere si converte in una profonda voragine; ma, durante i prolungati periodi di attività moderata, ricomincia il lavorìo di ricostruzione, cioè prima nell'interno del cratere si forma un conetto intercluso, (fig. 21) poi a poco a poco la voragine si riempie completamente ed il suo orlo, fuso con il nuovo conetto terminale, si alza per accumulazione di materiale nuovo e si fa più acuminato. [1] Perciò lo Scacchi, appunto alludendo al Vesuvio, scrisse che « le piccole eruzioni edificano e le grandi demoliscono ». Questa frase peraltro deve intendersi solo per riguardo alla cima, poichè il volume del Gran Cono vesuviano naturalmente aumenta più rapidamente nelle grandi che nelle piccole eruzioni. Per esempio, secondo Hamilton, nell'eruzione vesuviana del 1779 sul fianco settentrionale del monte si formò uno strato di scorie che aveva sicuramente più di cento piedi di grossezza e la valle dell'Atrio del Cavallo « ha ricevuta, scrive Hamilton, una sì prodigiosa quantità di lava e d'altre materie vulcaniche... che essa si è innalzata, per quanto vien computato, più di 250 piedi. Tre eruzioni simili giungerebbero a riempirla, ed unendo

[1] Il Kljutschewskaja prima del 1762 avea la cima terminata a punta; ma in quell'anno avvenne un'eruzione, dopo la quale la punta si abbassò e si convertì in un piano (Perrey, *Les phénom. volc. au Kamtschatka*, p. 79). Lo stesso si ripetè cento volte al Vesuvio.

Tav. VI. — Cratere del Kilauea col « lago di lava » sul fondo (vedi pag. 63).

il Vesuvio col Somma, non ne farebbero che una sola montagna » (1).

La rapidità con cui crescono in altezza i coni di esplosione è talvolta molto grande: per esempio, nell'eruzione etnea del maggio 1879 si formò in cinque giorni un cono di eruzione di 170 m. di altezza; quindi il suo accrescimento fu in media di 34 metri al giorno. L'innalzamento per spinta interna della guglia del Pelé nel 1902-03 (pag. 50) superò di poco il valore di 10 metri ogni 24 ore.

In base ai dati noti sul volume delle lave emesse dall'Etna, dal 1669 al 1879, trovai che esso ammonta complessivamente a 3 Km.^{3} e 488 ettom.^{3} ossia a poco meno di 3 Km.^{3} e $^1/_2$. Ma il volume delle materie detritiche dejettate dal detto vulcano supera sempre di molto quello delle lave in massa. Per esempio, nell'eruzione del 1879 il volume della lava è stato di 22.860.000 m.^{3} (Silvestri), mentre il volume dei detriti è stato di 101.343.000 m.^{3} circa (Silvestri e Mantovani), ossia più di 4 volte maggiore. Saremo quindi al disotto del vero, ritenendo che in generale il volume delle materie detritiche dejettate dall'Etna in circa 200 anni (1669-1879) sia stato appena due volte maggiore del volume delle lave cioè di 7 Km.^{3}. Ne segue che complessivamente, tra lave e detriti, l'Etna ha emesso 10 Km.^{3} di materia in poco più di 200 anni. E siccome secondo Sciuto Patti, il volume totale dell'Etna è di 625 Km.^{3}: ne deriva che saranno occorsi circa 125 secoli per accumulare un pari volume di materia.

Una parte non trascurabile nell'accrescimento della montagna vulcanica è pure dovuta ai *dicchi*. A persuadercene basta visitare quelli tanto famosi del M. Somma (fig. 22). Par di vedere un gran numero di mura ciclopiche, che attraversano con direzione verticale o poco inclinata all'orizzonte i banchi tufacei, e che ci attestano e riproducono al vivo, quasi si formassero sotto i nostri occhi, le spaccature per le quali dal condotto centrale dell'antico Somma fluirono sul suo versante esterno le lave nei tempi antistorici. Più ancora numerosi appaiono i dicchi nelle pareti interne strapiombanti della valle del Bove all'Etna, dove si vedono specialmente alla Serra del Solfizio (fig. 23), alla Rocca Musarra, alla Serra Gianicola. In quest'ultima località il

(1) HAMILTON, *Ragguaglio dell'eruzione del Vesuvio nel 1779*, in *Trans. Filos.* della Società reale di Londra, trad. di Gibelin e Ludrini. T. 1^0, p. 226-27.

Baltzer ne osservò alcuni aventi 22 metri di spessore. Secondo lo Scrope, questi dicchi, dove si addensano in numero maggiore verso la parte interna della montagna, formano forse una sesta parte di tutta la massa degli strati che attraversano. (1)

Tanto al Somma come all'Etna, insieme ai veri dicchi si osservano molti banchi di lave press'a poco paralleli alla direzione degli strati tufacei. Queste lave possono esser sezioni di colate fluite all'esterno e poi ricoperte da nuovi detriti e da nuove lave; ma possono pure rappresentare cavità sotterranee iniettate e riempite di lave ossia una forma di filone-strato. Così pensava anche Sartorius v. Waltershausen, secondo il quale all'Etna questa intrusione sotterranea di lava in banchi orizzontali sarebbe un fenomeno abbastanza frequente, al quale si deve un'influenza notevole nell'accrescimento in altezza del cono vulcanico.

Vulcani semplici e multipli. Vulcani a recinto. — Se l'asse eruttivo ossia il condotto principale e centrale d'un vulcano non cambia di posizione, si forma un edificio unico di forma più o meno regolarmente conica, fornito o no di conetti avventizî.

In questo caso chiameremo il vulcano *semplice* o *monoasse*.

I maars e i vulcani del tipo Puy sono tutti monoassi, ma possono mantenersi tali anche vulcani di più grandi dimensioni, quando si riaprono molte volte dopo riposi non molto lunghi: il che si verifica specialmente se il magma è basaltoide.

Al contrario, quando un vulcano riprende l'attività dopo un riposo lunghissimo, talvolta di molti secoli, cambia quasi sempre l'asse eruttivo, e forma un secondo e un terzo edificio, sovrapposti parzialmente al primo e più antico.

In questo caso chiameremo l'edificio vulcanico *multiplo* o *composto*.

Di solito il 2° edificio vulcanico sorge nell'interno del 1°, che è più grande, e allora si forma un *vulcano a recinto*.

Raramente, in un vulcano a recinto, il cono intercluso è perfettamente *concentrico* al recinto; ma ciò può avvenire, e allora avremo un vulcano a recinto, ma *monoasse*, perchè solo esternamente multiplo. In tutti gli altri casi, i vulcani a recinto presentano il cono interno più o meno sensibilmente *eccentrico*.

Infine può essere che il secondo edificio vulcanico sia esterno

(1) Scrope, *Op. cit.*, p. 345.

al primo e si formino due coni orograficamente distinti, solo fusi alla base o molto vicini tra loro, mostrando con ciò di essere emanazione di un focolare vulcanico unico.

Come esempi di vulcani monoassi e semplici, ma di grandi dimensioni citerò il Mayon dell'isola Luzon (Filippine) alto m. 2522, lo Slamat di Giava alto 3475 m., l'Orizaba del Messico alto 5500 m., infine il Cotopaxi (Quito) alto 5943 m., del quale scrive Fuchs: « n'est pas seulement un des volcans les plus actifs mais encore l'un des plus élevés et des plus beaux de la terre par son admirable forme conique. » (1)

Un esempio classico di *vulcano a recinto* è il Somma-Vesuvio. La cresta arcuata del M. Somma rappresenta l'orlo superiore di un vastissimo cratere in gran parte demolito a sud e ad ovest, nell'interno del quale sorge il Gran Cono vesuviano (2). A N. e a N. E. l'Atrio del Cavallo e la Valle dell'Inferno dividono quest'ultimo dal Somma, e rappresentano una porzione dell'antico cratere; invece tra S. e S.W. il piede del cono vesuviano è fuso quasi completamente con le pareti del Somma. Tuttavia questo è ancora riconoscibile nell'altura dei Canteroni, dov'è il R. Osservatorio vesuviano, e in quel leggiero rilievo pianeggiante, che si osserva alla base meridionale del Gran Cono, a circa 600 m. d'altezza, e che prende nelle sue diverse parti i nomi di Piano delle Ginestre, le Piane e Pedementina.

Un vulcano a recinto molto simile al Vesuvio, ma ancora più regolare e più tipico, è l'isola del Fogo come risulta dalla semplice ispezione della fig. 24, meglio che da una lunga descrizione.

Vulcani a recinto quasi concentrici, come il Vesuvio, sono: l'isola Barren (Oceano indiano), il Lemongan (isola di Giava), il Balusan (isola di Luzon), l'Irazu o vulcano di Cartagena, il vulcano di St. Vincent (Piccole Antille), il vulcano Laziale e quello di Roccamonfina (spenti), e molti altri.

L'isola Vulcano (Eolie) è pure un vulcano a recinto, ma assai *eccentrico* (vedi fig. 47); poichè la Fossa di Vulcano (cratere attivo) è quasi totalmente esterna al cratere del Piano (estinto).

In generale, nei vulcani del tipo Somma-Vesuvio, il cra-

(1) K. FUCHS, *Les volcans et les trembl. de terre*. Paris, 1878, p. 255.

(2) Prima dell'êra volgare, il Gran cono vesuviano non esisteva, e il nome di Vesuvio si dava al monte che ora si chiama « Montagna di Somma ».

terè antico, che circonda quello più recente, è a ferro di cavallo, cioè aperto più o meno completamente da un lato. Questa forma può dipendere da diverse cause, delle quali la principale è lo spostamento dell'asse eruttivo, e i conseguenti fenomeni eruttivi eccentrici, che demoliscono parte del recinto. L'asse eruttivo del Somma si spostò verso sud-ovest, e perciò il recinto craterico è aperto da questa parte. Similmente allo Strom-

Fig. 24. — Schizzo topografico dell'isola del Fogo (isole Capoverdi), secondo Ch. St. C. Deville.

boli il cratere attivo è spostato a N. W. ed appunto da questa parte il recinto craterico antico è rovinato e sostituito dalla *Sciarra del fuoco*. Il Gran Brulé, nell'isola della Riunione, è un ripido pendio che riproduce, su più grande scala, la Sciarra del fuoco dello Stromboli.

Se l'attività del cono interno d'un vulcano a recinto persiste a lungo, a poco a poco il vallone circolare (Atrio) che di-

vide i due edifici, viene colmato e si forma una montagna unica più grande. Allo Stromboli, questa fusione è già molto inoltrata e perciò il suo cratere attivo appare laterale rispetto alla cima maggiore dell'isola, che è l'orlo del Somma stromboliano. Similmente vedremo tra poco che all'Etna questa fusione è anche più completa. Perciò possiam dire che l'Etna e lo Stromboli sono vulcani a recinto e in una fase orogenica più avanzata del Vesuvio.

Caldera e Barranco. — L'isola Palma (Canarie) è un gran cono vulcanico profondamente troncato alla cima (2356 m.), dove si apre un magnifico cratere centrale chiamato la *Caldera*. È questa una voragine il cui diametro varia da 5 a 7 chilometri e le pareti interne scendono a picco per altezze comprese tra 450 e 760 m., e sono interamente formate dalla sovrapposizione di un gran numero di strati di lave basaltoidi e di materie piroclastiche alternanti tra loro, e inclinate in tutte le direzioni verso l'esterno. Nella parte più profonda della Caldera affiorano rocce eruttive antiche (diabasi), sulle quali sorse l'edificio vulcanico moderno. Numerosi dicchi attraversano tanto la parte antica inferiore, come quella moderna superiore. La Caldera è chiusa da ogni parte, meno a sud-ovest, dove un profondo burrone, chiamato *Barranco de las Angustias*, squarcia completamente il fianco della montagna e mette in comunicazione l'interno della Caldera col mare (fig. 25).

Secondo il Lyell, la caldera dell'isola Palma deve la sua origine all'azione di tre agenti: esplosioni vulcaniche, sprofondamenti e denudazione meteorica. Quanto al barranco, è uno dei tanti crepacci radiali che squarciano da cima a fondo i fianchi delle montagne vulcaniche, ingrandito e reso più profondo dalla violenza delle acque piovane, che si raccolgono in quella grande voragine craterica e non trovano altra via che quell'angusto burrone per scaricarsi. I materiali molto franosi, di cui risultano le pareti della Caldera vennero asportati in grande quantità dalle acque correnti, e deposti lungo il barranco, dove formarono conglomerati di 200 e più metri di spessore (Lyell). In altre parole, dopo cessati i fenomeni eruttivi, la Caldera è stata sensibilmente ingrandita dalla denudazione meteorica. [1]

[1] Riferisce il prof. Piazzi Smyth che uno dei barranchi dell'isola Teneriffa divenne tre volte più grande nello spazio di poche ore, in seguito a un solo violento uragano che colpì la montagna il 6 novembre 1829 (cit. in Scrope, *Op. cit.*, p. 212).

Enormi recinti craterici simili alla Caldera di Palma, e squarciati lateralmente da un barranco si osservano nelle isole di Teneriffa, di Madera, della Riunione e specialmente nell'isola di Giava, al Galounggoung, al Semerou, al Papandaïan, ecc.

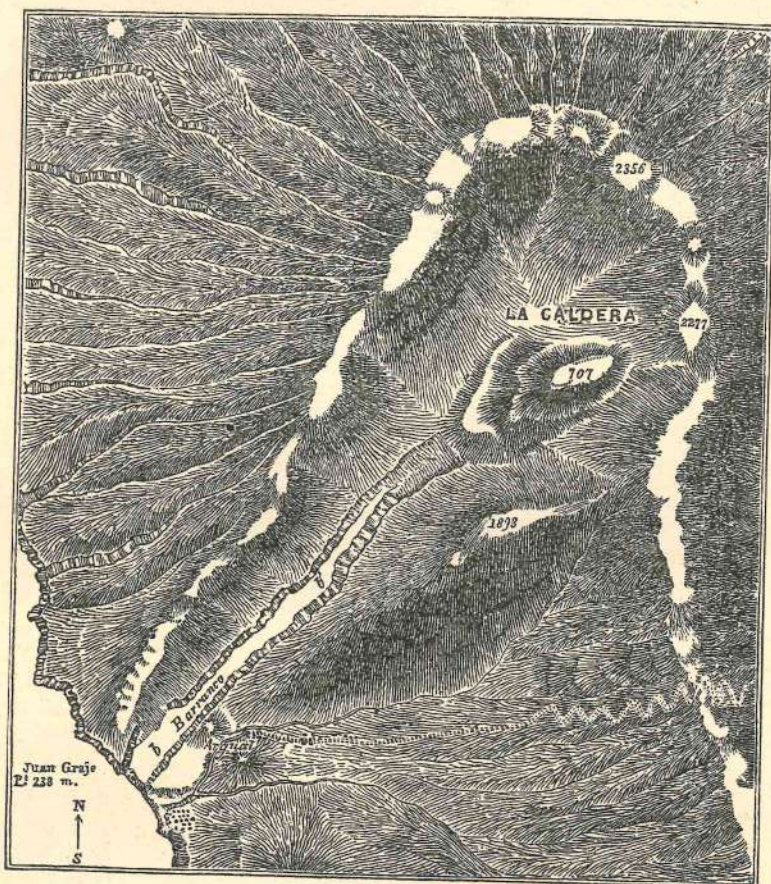



Fig. 25. — Carta topografica della Caldera e del Barranco *bb'*, dell'isola Palma, secondo Lyell.

Secondo il Verbeek, la pressione idrostatica del magma lavico, che si innalza nel condotto centrale di un vulcano, è talvolta tanto potente da sfondare e sfasciare una parte notevole del fianco della montagna, e allora si forma non una semplice

spaccatura più o meno angusta, ma una valle profonda a pareti verticali, ossia un *barranco*. Questo si verificò nel maggio 1885 al Semerou (vulcano di Giava, alto 3650 m.). In esso la lava di natura andesitica si alzò fino all'orlo del cratere, e, senza esplosioni molto violente, squarciò sopra una larghezza di più che 100 metri la montagna, e sgorgò all'esterno spingendo davanti a sè un'immensa valanga di pietre e di sabbia, la quale discese sul fianco del monte con tanta rapidità che gli abitanti di un villaggio non ebbero tempo di fuggire, e tutti (in numero di 70) miseramente perirono. Il piano sottostante venne ricoperto per Km.^{2} 9 $^1/_2$ circa da un ammasso di pietre di 4 metri di spessore medio.

Lo stesso Verbeek ritiene che un fenomeno simile, ma in proporzioni assai maggiori, sia avvenuto nel 1772 al Papandaïan. Il vulcano da tempo immemorabile era in quiete. Dopo spaventevoli boati, esplosioni violentissime, durate solo pochi minuti, decapitarono e sventrarono la montagna, facendole perdere più di 1000 m. d'altezza (Lyell) e formando una caldera cioè un profondo e vastissimo cratere di esplosione di circa 3 Km. di diametro. Contemporaneamente il fianco nord del monte (che era più debole per l'esistenza di una profonda valle d'erosione) si sfasciò, e una valanga di materiali mobili detritici, sospinta dal magma lavico, scese in basso con grande rapidità, distruggendo completamente 40 villaggi, colla morte di 3000 persone, e distendendosi nel piano sottostante, sopra 60 Km.^{2} di superficie e con uno spessore medio di 50 piedi.

L'Etna e la valle del Bove. — L'Etna è una montagna isolata, che s'innalza direttamente dal mare fino a 3280 metri d'altezza, sopra una base di 1209 Km.^{2}. L'immensa mole dell'Etna risalta maggiormente per il suo isolamento, perciò Pindaro enfaticamente la chiamava « colonna del cielo ». La sua forma è quella di un gran cono molto schiacciato, e molto irregolare, perchè sopra i suoi fianchi sorgono qua e là oltre 200 coni avventizî, dei quali non pochi hanno tra 100 e 200 m. d'altezza, e perchè il fianco orientale del monte è profondamente squarciato da un immenso vallone che occupa quasi un sesto dell'estensione dell'intera montagna.

Chi guarda l'Etna da Bronte, ossia da ovest, facilmente rileva che essa risulta da un vasto recinto entro il quale si formò

il cono terminale, alla cui cima si apre il cratere attivo. Infatti a 2000 m. d'altezza la montagna si restringe d'un tratto e forma un piano o terrazzo circolare [1], dal cui mezzo si eleva il gran cono terminale di 400 m. circa d'altezza. La «caldera» di questo antico recinto (il Somma dell' Etna) è completamente riempita dai prodotti del cono attivo.

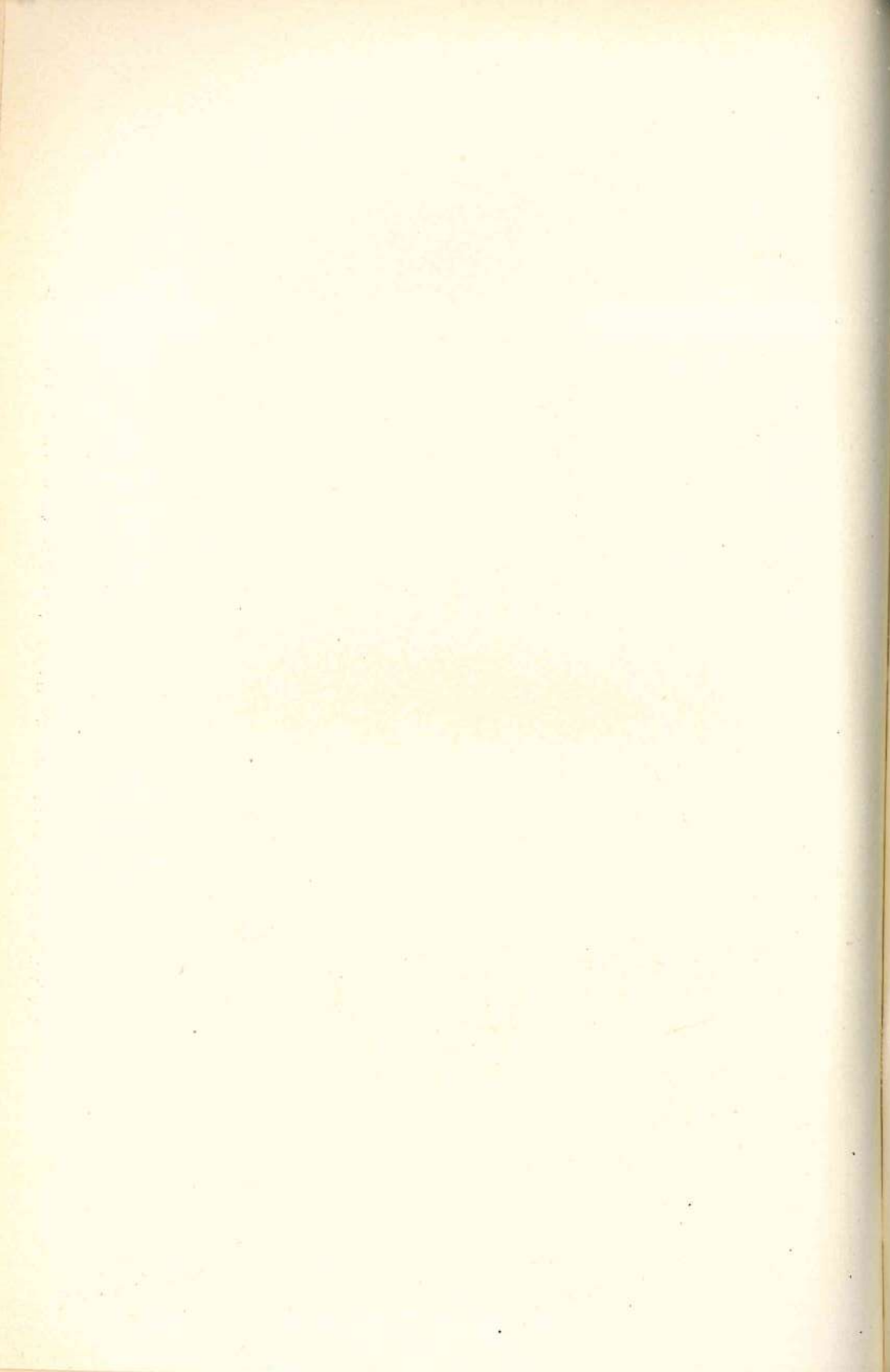
La valle del Bove è un profondo baratro di 20 e più chilometri di circuito, diviso in due parti da un salto di 300 m. di altezza, che attraversa la valle presso Rocca Musarra. La parte inferiore, chiusa tra due pareti non molto elevate, scende verso oriente fino a Zafferana e Milo; la superiore s'interna verso occidente, ossia verso il centro della montagna, ed è un bacino più vasto del primo circondato da pareti più alte e più scoscese tagliate quasi a picco per oltre 1000 metri d'altezza. (Tav. VII).

Molti fatti dimostrano che questa parte superiore della valle del Bove corrisponde all'antico cratere centrale dell'Etna profondamente sventrato da violentissime esplosioni e da scoscendimenti interni. Infatti Lyell e Sartorius fecero notare che i dicchi sono più numerosi e convergenti verso la parte quasi centrale del vallone in discorso, dove si trovano il Piano del Trifoglietto e la Serra del Solfizio, che distano 5 o 6 chilometri dall'asse eruttivo attuale del vulcano. Si aggiunga che le rocce e i tufi, che costituiscono le pareti della valle del Bove, risultano da trachi-doleriti più chiare, più ricche di feldspato e alquanto più acide delle doleriti provenienti dal condotto centrale attivo. Infine si noti che questi strati di rocce antiche inclinano quaquaversalmente intorno a un punto che non corrisponde all'attuale cratere centrale, ma che si trova nella valle del Bove e più precisamente sul Piano del Trifoglietto. Per tutte queste ragioni, riterremo che l'Etna presenta due assi eruttivi: uno *antico,* attorno al quale si formò lo spento cratere della Valle del Bove; l'altro *moderno,* che si apre nel cratere terminale an-

---

[1] Sartorius riconobbe in questo terrazzo circolare il residuo di un antico cratere (il *cratere ellittico*) avente un diametro maggiore di 4150 metri e uno minore di 3000 m. Lo stesso Sartorius ritiene che il Piano del Lago, situato alla base del cono terminale verso sud, rappresenti il residuo di un altro antico recinto di 1800 metri di diametro.

Ai tempi di Strabone il *cratere ellittico* era considerato come cima dell'Etna, essendo il cono interno piccolo e non ancora fuso col recinto (v. Rodwel, *op. cit.*, p. 6 e Mercalli, *op. cit.*, p. 114).

Tav. VII. — Pianta del cono terminale dell'Etna e della Valle del Bove, secondo E. Chaix (vedi pag. 72).

cora attivo. Il primo venne chiamato da Mario Gemellaro *asse feldispatico* e da Lyell asse del Trifoglietto; il secondo venne detto da Gemellaro *asse pirossenico* e da Lyell asse del Mongibello. A riprova di questa conclusione ricordo che Sartorius osservò che i dicchi, che affiorano nella parte più occidentale della valle del Bove, ossia più vicini all'asse moderno, sono doleritici, e che questi dicchi spesso attraversano i dicchi e le lave trachidoleritiche, mostrando di essere più recenti, e non mai viceversa.

Quanto all'origine della valle del Bove, l'opinione più probabile, e pure la più semplice, è quella dello Stoppani, il quale pensa che l'Etna, in un tempo antistorico deve essersi squarciata da cima a fondo come il Papandaïan nel 1772 e così ebbe origine una *caldera* (il cratere ellittico di Sartorius) e un *barranco*, che poi, ingrandito da scoscendimenti e dall'erosione acquea, formò la valle del Bove.

Secondo questo modo di vedere, il Papandaïan rappresenterebbe il passato dell'Etna, come la forma attuale dell'Etna ci rappresenta il futuro del Papandaïan, se si rimettesse in attività moderata.

Tipo Puy o Flegreo. — Si chiama catena dei Puys una regione della Francia centrale dove, sopra una estensione di 50 Km. di lunghezza, sono allineati, secondo Michel Levy, 58 piccoli vulcani spenti, dei quali cinque sono domi trachitici chiusi, tutti gli altri sono coni di tufo o coni misti con apparato craterico più o meno distinto (fig. 26). Questi numerosi ed effimeri condotti vulcanici si aprirono successivamente tra il miocene ed il quaternario sopra la parte culminante d'una anticlinale formata da rocce antiche prepaleozoiche. La natura del magma cambiò varie volte; poichè le eruzioni più antiche (mioceniche) furono basaltiche, poi seguirono trachiti (domite) e andesiti, poi di nuovo prodotti basaltici in epoca antistorica antropozoica.

Una regione simile a quella dei Puys francesi si trova nella N. Zelanda, nella provincia dell'Auckland, dove, secondo Hochstetter, sopra un'estensione di 32 Km. di lunghezza per 20 di larghezza, vi sono non meno di 63 punti indipendenti di eruzione, che formarono altrettanti coni, dei quali il più grande è il Rangitoto, che si eleva appena a 280 m. d'altezza, e gli

altri hanno in generale da 90 a 150 m. di altezza. Alcuni di questi piccoli coni hanno dato colate di lava, ma il maggior numero sono costituiti solo da tufi e da scorie. La natura delle rocce è basaltica (Hochstetter).

Pure simili ai Puys dell'Alvernia sono i 14 piccoli coni di tufo basaltico sorti in epoca quaternaria presso Olot, in Catalogna (Spagna) e i conetti basaltici che, secondo Smith [1] sono in gran numero sparsi nella provincia di Victoria in Australia.

Un esempio classico della facilità con cui in una stessa regione può avvenire che quasi ad ogni eruzione, si apra un nuovo

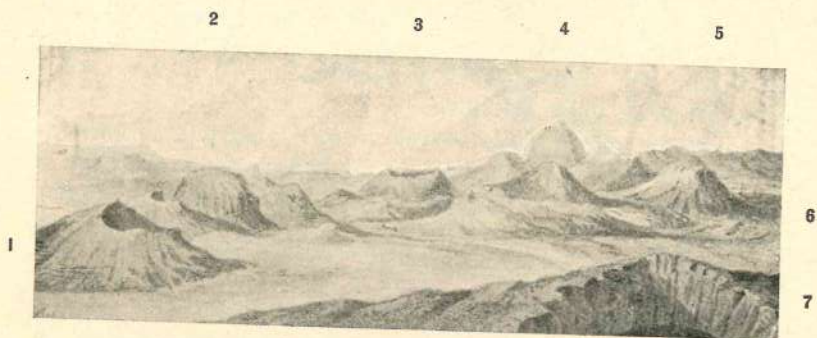



Fig. 26. — Veduta di un gruppo di Puys dell'Alvernia presa dal Puy de Chopin (da Scrope). — 1, Puy de Chaumont; 2, Grand Sacouy, a sinistra il Petit Sarcouy, a destra Les Goules; 3, Puy de Pariou; 4, Puy de Dôme; 5, Mt. Dore, in distanza; 6, Grand Souchet; 7, Puy de Chopine.

condotto vulcanico, lo troviamo nei 125 vulcani embrionarî spenti della Svezia (provincia del Würthemberg) illustrati recentemente da W. Branco. Sono piccoli vulcani basaltici, tutti anteriori al miocene, dei quali ora più non rimangono se non i canali riempiti di tufo, talvolta attraversato da tamponi di roccia basaltica. Tre soli sono ostruiti interamente da basalte in massa.

Verbeek e Fennema descrivono tre vulcanetti pure basaltici embrionarî quaternarî dell'isola di Giava, i quali presentano conetti di altezza compresa tra i 63 e 84 metri.

Simili a questi di Giava sono due conetti vulcanici spenti

[1] Citato in Scrope, *Les volcans*, p. 61.

esistenti presso S. Venanzio (in Umbria). Essi hanno appena una sessantina di metri d'altezza e sono formati da un basalte melilitico affatto diverso delle rocce di tutti gli altri vulcani della regione, dai quali distano da 20 a 30 chilometri. (1)

Nei vulcani attivi è scarsamente rappresentato il tipo Puy; vi appartengono i coni subaerei dei Campi Flegrei e i due vulcani nuovi sorti recentemente nel Nicaragua nel 1850 e nel 1867 (2) (V. cap. III).

I Campi Flegrei propriamente detti sono limitati a quella parte della Campania, compresa tra la città di Napoli e la spiaggia di Cuma. Ma le loro prime e violentissime eruzioni forse avvennero anche fuori di quest'area, per esempio, dove ora si eleva il Vesuvio. Poi la loro azione andò, si può dire regolarmente, diminuendo di intensità e concentrandosi di pari passo in uno spazio sempre più ristretto.

Per la quantità di materiali prevalentemente detritici dejettati, i vulcani flegrei superano di gran lunga il Somma-Vesuvio, ma non costruirono una grande montagna vulcanica; perchè le bocche esplodenti furono assai instabili, cambiando di posizione quasi ad ogni eruzione. E ciò evidentemente fu conseguenza della natura schiettamente trachitica del magma, il quale essendo poco fusibile, ostruì con grande facilità i condotti eruttivi. Infatti sopra un'area relativamente piccola, (3) sono ancora riconoscibili una ventina di crateri, vicini tra loro, ma con condotti proprî e indipendenti. Quelli la cui posizione è meglio determinata si trovano nelle seguenti località: Napoli (Chiaja, Fontanelle e St. Maria del Pianto), Posillipo, Nisida, St. Teresa, Soccavo, Pianura, Quarto, Agnano, Cigliano, Astroni, Crateri di Campana, Campiglione, Solfatara, Monte Nuovo, Lago d'Averno, Monte di Cuma, Porto Miseno, Monte di Procida.

Certamente molti altri crateri funzionarono, nei primi periodi sottomarini dell'attività flegrea, ma il mare profondo impedì la costruzione di edifizi stabili simili a quelli, che si formano nei vulcani subaerei anche di natura tufacea.

---

(1) V. SABATINI, *I vulcani di S. Venanzio.* Padova, 1899. — G. MERCALLI, *Tufi olivinici di S. Venanzio.* Milano, 1899.

(2) Appartengono al gruppo vulcanico « de Los Marrabios », che comprende alcuni vulcani spenti e otto attivi o quiescenti, disposti in serie lineare. (De Montessus de Ballore, *op. cit.*, p. 134).

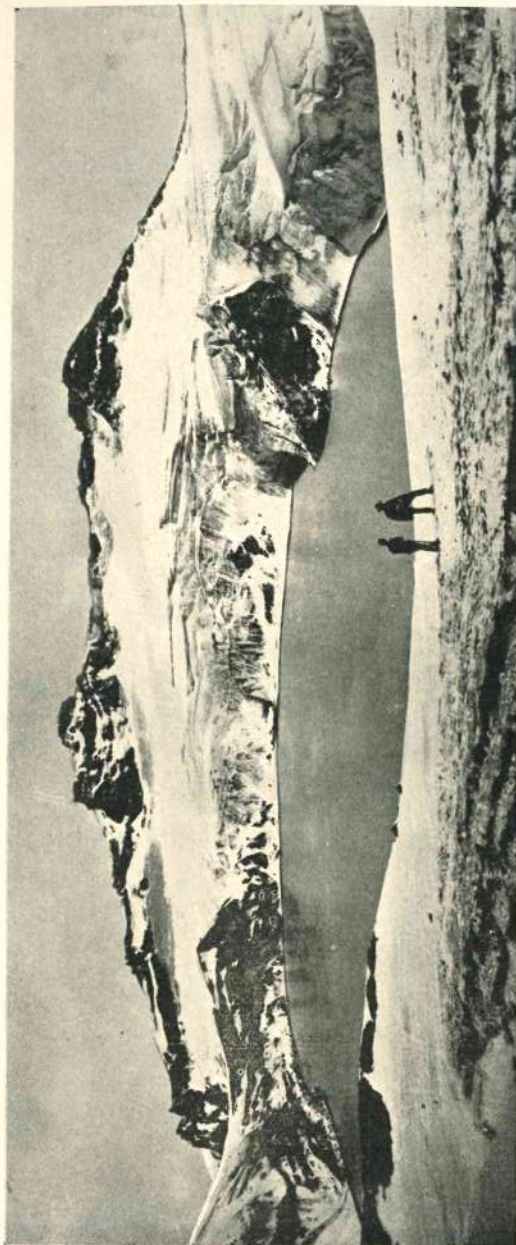
(3) Da est ad ovest, i Campi Flegrei si estendono per 20 km. circa; da sud a nord, ossia dalla spiaggia entro terra, in generale per 5-6 km. e solo in qualche punto per 10 km.

Anche all'isola d'Ischia, presto il condotto vulcanico centrale e principale dell'Epomeo si chiuse per sempre, e nelle eruzioni successive si aprirono tanti condotti secondari nuovi che in generale agirono per una sola eruzione o meglio per un solo periodo eruttivo, facendo passaggio al tipo Puy.

Infatti i monti Trippiti e Vetta, il monte Garofoli, il monte Campagnano, il monte Marecocco, il Rotàro, il Montagnone e i crateri della Cremate e del Bagno d'Ischia sono tutti emanazioni di un bacino magmatico unico, ma da esso ricevettero alimento per mezzo di condotti vulcanici proprî.

Crateri-pozzi e maars. — L'edificio vulcanico è ridotto alla sua massima semplicità nei *maars,* che sono crateri circolari od ovoidali a pareti quasi verticali come quelle d'un pozzo, scavati entro terreni sedimentari ovvero entro terreni vulcanici ma di epoca più antica ossia precedente alla formazione del maar. Di solito, questi crateri-pozzi sono convertiti in laghi. L'attività esplosiva dei maars è attestata dal fatto che nel loro interno e specialmente vicino al loro orlo superiore vi sono accumulati in quantità più o meno grande scorie, bombe e projetti minerali misti a frammenti della roccia sedimentaria entro cui il cratere è scavato. Tuttavia questi materiali frammentizî di origine piroclastica spesso hanno complessivamente un volume molto inferiore alla capacità del maar, a cui appartengono, e allora bisogna supporre che questo, almeno in parte, sia effetto di uno sprofondamento locale che ha preceduto o seguìto i fenomeni esplosivi. Ad ogni modo i maars non sono mai circondati da un'altura conica importante, ma semplicemente da un superficiale accumulamento di prodotti piroclastici che rappresentano un edificio vulcanico tutt'affatto rudimentale. Sono molto profondi ma pochissimo elevati sul suolo circostante.

I maars più tipici sono quelli dell'Eifel (tra i fiumi Mosella e Reno), dove gli scisti e le quarziti del devoniano sono attraversati da numerosi crateri-pozzi [1], che mostrano nel loro interno gli strati sedimentarî nudi e non alterati dall'azione vul-

[1] Presso Daun, sopra un'estensione di 2 km. e 1/2, si trovano molto vicini tra loro tre di questi *maars* chiamati Gemünd-maar, Weinfeld-maar e Schulkenmehren-maar; il primo ha 400 m. di diametro, il secondo 360-520, il terzo 550 m. Gli scisti devoviani, in cui sono scavati, *non presentano nessun spostamento stratigrafico.*

Tav. VIII. — Cratere-lago alla cima del Ruapehu (N. Zelanda) vedi pag. 78).

canica. È notevole però che tra i frammenti di scisti lanciati nelle esplosioni ve ne sono di quelli fusi e vetrificati alla superficie [1].

Il più grande dei maars dell'Eifel è il lago di Laach, che presenta una superficie ovale di km.^{2} 9 $^1/_3$. È scavato negli scisti devoniani ricoperti da argille terziarie. A queste argille sono sovrapposti tufi vulcanici, scorie, bombe e projetti notevoli per la presenza di molti minerali di contatto simili a quelli dei massi rigettati del Somma.

CRATERI-LAGHI. — Le rocce vulcaniche sono in generale molto permeabili all'acqua, ma può avvenire che le polveri vulcaniche molto fine formino col lapillo tufi assai compatti, resi impermeabili specialmente dalla alterazione dei silicati alcalini che si convertono facilmente in caolino. Perciò avviene che i crateri spenti o da molto tempo quiescenti si riempiono d'acqua e si convertono in laghi. Si aggiunga che nei maars dell'Eifel la polverizzazione degli scisti devoniani traforati dalle esplosioni hanno prodotto sostanze argillose, che facilmente resero impermeabile il fondo di questi pozzi craterici. Perciò quasi tutti si convertirono in laghi.

I crateri-laghi, aventi forma circolare o leggermente ellittica, costituiscono uno dei tratti più caratteristici dell'orografia vulcanica. Citerò, tra i più regolari, i laghi di Nemi e di Albano (Colli Laziali) (fig. 27), il lago Pavin (nell'Alvernia), il lago di Nossi-Bé (Madagascar) [2] tutti esattamente circolari e occupanti crateri-pozzi di esplosione simili ai maars dell'Eifel. Invece notevoli per le loro grandi dimensioni sono il lago di Bolsena, quello di Bracciano, e un magnifico lago-cratere che si trova a 1906 m. di altezza sul livello del mare nelle Cascade-Mountains (Oregon) tra i vulcani estinti del monte Shasta e di monte Hood.

A parità di altre circostanze, i crateri-laghi sono più frequenti nelle regioni tropicali, dove le piogge sono più abbondanti. Perciò, nelle Piccole Antille, i crateri della montagna Pelée, della Soufrière di St. Vincent, dell'isola Dominique, durante i lunghi periodi di riposo, si convertono in laghi; e un lago di

---

(1) LYELL, *Elements de géol.*, p. 399.

(2) VÉLAIN, *Les Volcans*, p. 10.

acqua termale diventerebbe certamente la Solfatara di Pozzuoli se si trovasse nelle stesse condizioni meteoriche.

Laghi craterici alimentati dalla neve. — Un interessante cratere-lago, che venne visitato recentemente da H. Hill e da B. Friedlaender (1), è quello del Ruapehu, il quale è un vulcano del gruppo del Tongariro (Nuova Zelanda) allo stato di solfatara molto attiva. La sua cima (2803 m.) presenta un

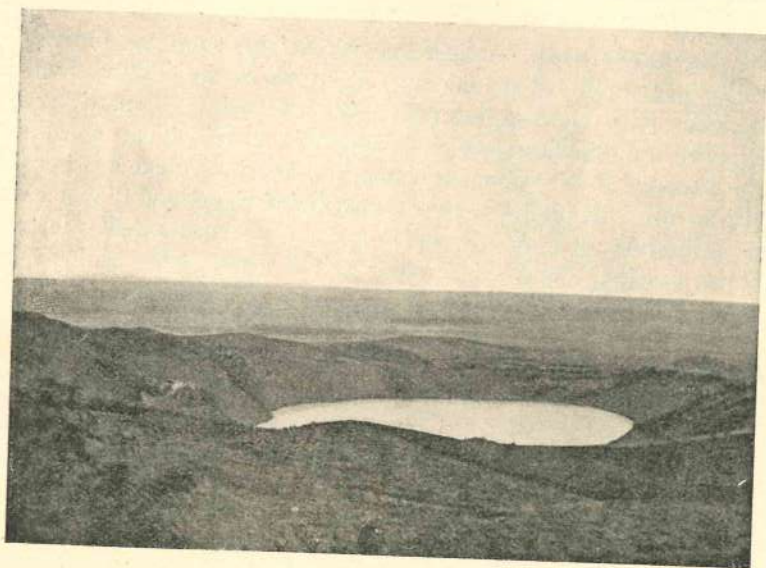



Fig. 27. — Cratere-lago di Nemi (Colli Laziali) (da Sabatini).

cratere ellittico il cui diametro maggiore nord-sud è di 1 chilometro e $^{1}/_{2}$ circa (Hill), e che è parzialmente occupato da un laghetto di acqua calda (2), circondato da pareti di circa 75 metri di altezza sempre coperte di ghiaccio e neve. Hill (nel 1891)

(1) H. Hill, *Ruapehu e Ngauruhoe*, in *Trans. of the N. Zealand Inst.*, an. 1891. — B. Friedlaender, *Some notes on the Volcanoes of the Taupo District*, ibid., an. 1898. — Secondo Hill, il Ruapehu consta principalmente da rocce basiche o neutre; però presso la sua cima si trovano pure in poca quantità pomici trachitiche, fonoliti e pechstein.

(2) Secondo il Friedlaender, il lago è contenuto in un cono di cenere situato eccentricamente cioè verso la parte sud-orientale del cratere principale.

trovò l'acqua del lago in forte e continua ebollizione; Friedlaender (nel 1897) lo trovò più tranquillo; poichè solo a lunghi intervalli dava sbuffi di vapori; però l'odore dell'idrogeno solforato era continuo. Il Dr. Friedlaender osserva che, se il vulcano fosse spento, il suo cratere dovrebbe essere completamente ricolmo di neve, poichè la sua cima supera notevolmente il livello delle nevi perpetue della regione. Ne segue che la formazione del lago è il risultato del conflitto tra la neve e il vapore, e perciò la temperatura e la quantità di acqua del lago aumentano o diminuiscono pel variare di ambedue queste cause la cui azione è contemporanea e opposta. È poi evidente che questo lago alimentato dalla neve, deve agire come un condensatore e fare apparire minore di quello che è realmente l'attività solfatarica del Ruapehu (Tav. VIII).

Allo stesso modo si spiega l'esistenza di un piccolo lago nel cratere del Popocatepetl (Messico), la cui cima si eleva ben 900 m. sopra il livello delle nevi perpetue.

LAGO CRATERICO DELL'ISOLA NIUAFOOU. — Quest'isola, che appartiene al gruppo delle isole Tonga (Polinesia), ed è situata a 15° 34′ lat. S. e 175° 41′ long. W. Gr., presenta il lago più grande che attualmente occupi un cratere attivo. È un'isola press'a poco circolare di circa 8 km. di diametro [1], interamente formata da rocce basaltiche. Il suo cratere ebbe una forte eruzione esplosiva nel 1886 (vedi Cap. VII); è molto ampio, avendo circa 5 km. di diametro, e occupato da un lago d'acqua leggermente salmastra, ma che si può bere. Non esiste nessuna comunicazione visibile col mare, ma bisogna supporne una sotterranea, almeno imperfetta, forse attraverso le sabbie vulcaniche; poichè il livello del lago coincide con quello dell'oceano, che circonda l'isola. La profondità del lago è verso il centro di circa 120 m. (B. Friedlaender). L'orlo craterico, che circonda il lago, è chiuso da ogni parte, e di altezza poco differente variante da 100 a 180 m. Verso l'interno il suo pendìo è molto ripido, verso l'esterno è mediocre. L'acqua del lago ordinariamente è azzurra e in alcuni punti di poca estensione (fumarole) è calda. Nel 1886, prima dell'eruzione, si fece rossa, come raccontarono gli isolani

[1] Il dott. Friedlaender (*Ueber die Nestlöcher des Megapodius pritchardi auf der Insel Niuafoou*) avverte che questa misura è molto approssimativa.

al Dr. Friedlaender. Diverse isolette sporgono dalle acque del lago: la più grande, verso il centro, detta Motuvao, e un'altra presso la sponda occidentale, chiamata Motumolemole, nella quale esistono due laghetti di acqua dolce. La penisola, che si vede a sinistra nella Tav. IX, si formò o ingrandì nell'eruzione del 1886.

Mi pare interessante far notare la perfetta somiglianza di questo cratere-lago di 16 km^2. di superficie, coi grandi laghi craterici dell'Italia centrale cioè: il lago di Bracciano di 57 km.^{2} e quello di Bolsena di 114 km.^{2} di superficie.

Demolizione dell'edificio vulcanico. — « La più gran parte dei vulcani di Giava sono ruine di montagna » così scrivono Verbeek e Fennema. E similmente in tutte le parti del globo troviamo antichi vulcani, di cui non resta che un residuo basale, che a guisa di recinto circonda coni più recenti sorti nel loro interno. Quando vediamo una montagna vulcanica bassa e con cratere sproporzionatamente vasto (caldera), non sbaglieremo ritenendo che essa deve avere perduto gran parte della sua altezza per una delle seguenti cause: esplosioni, sprofondamenti e denudazione.

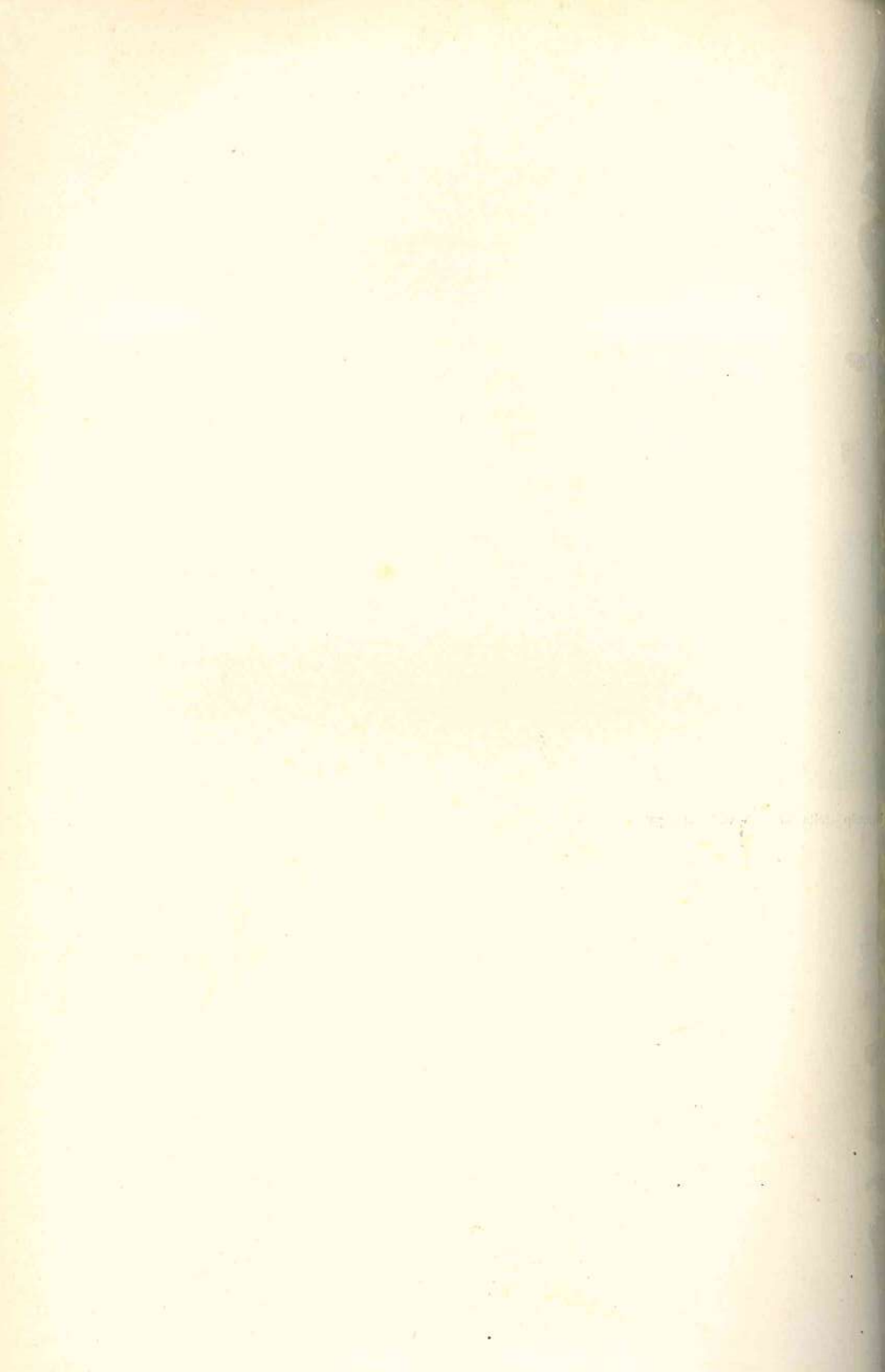
Vedremo nel capitolo seguente che in una sola eruzione esplosiva il Tambora perdette 1200 metri di altezza e il Coseguina 300 o 400 metri.

Gli sprofondamenti sono prodotti o da un rapido efflusso lavico laterale o dallo sventramento del condotto vulcanico per parosismi esplosivi; poichè in un modo o nell'altro si formano grandi vuoti interni nei quali precipita la parte superiore della montagna. Perciò i grandi sprofondamenti sono, nei suddetti casi, la catastrofe finale dell'eruzione, come si verificò nel 1883 al Krakatoa (v. Capitolo III).

Secondo il dott. Johnston-Lavis, il Somma in epoca antistorica raggiunse 2100 m. di altezza, ma poi per violentissime eruzioni esplosive, l'ultima delle quali seppellì Pompei ed Ercolano, venne demolito per circa 900 m., e il suo cratere venne sventrato e convertito in una profonda e vastissima caldera aperta verso mezzogiorno, le cui pareti interne dirupate e tagliate a picco si ammirano ancora attualmente nell'Atrio del Cavallo e nella valle dell'Inferno (Tav. IV e fig. 22).

L'azione demolitrice della forza vulcanica è poi continuata

Tav. IX. — Cratere-lago dell'isola Niua

ou (arcip. della Tonga) (vedi pag. 79).

in modo meno violento, ma più insistente, dalla degradazione meteorica, dalla erosione delle acque correnti e dalla furia dei marosi nei vulcani insulari e littorali, che sono i più numerosi. I coni prevalentemente detritici dell'isola di Giava, esposti alle piogge torrenziali dei monsoni di sud-ovest, offrono i loro fianchi profondamente incisi da scanalature molto numerose e simmetriche, che talvolta si approfondano tanto da interrompere completamente il fianco del monte, come avvenne nel Merbabou e

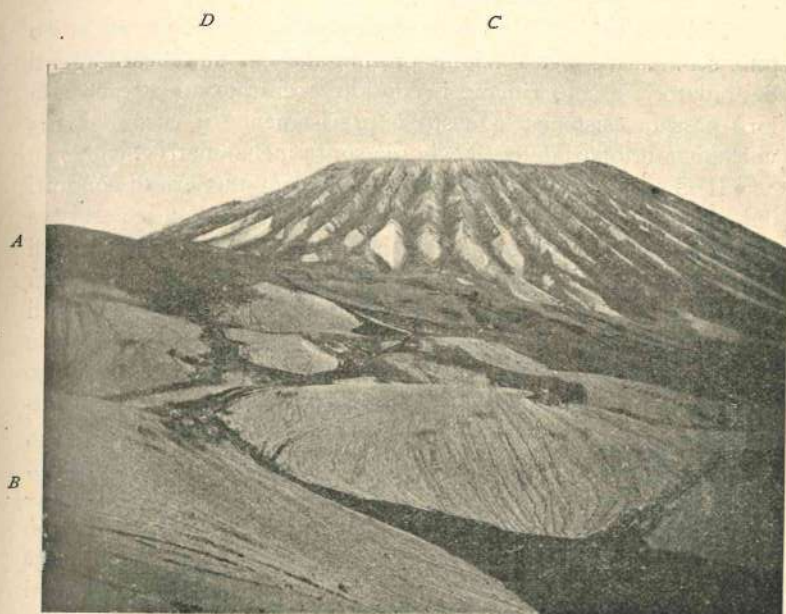



Fig. 28. — — Il Gran Cono visto da NNW. due mesi dopo l'eruzione dell'aprile 1906. (Fot. dell'Autore). *A*, Cupola lavica del 1891; *B*, Atrio del cavallo; *C*, Cratere; *D*, Profonda slabbratura rivolta verso Ottajano.

nel Tengguer. La figura del Ringguit dataci da Verbeek e Fennema lo rappresenta come un gigantesco ombrello le cui costole separano centinaja di valloni d'erosione convergenti verso il cratere. E un aspetto simile presentò il versante settentrionale del Vesuvio poco dopo la grande eruzione dello scorso aprile (fig. 28).

Il Capo Miseno (Campi Flegrei) ci offre un classico e conosciutissimo esempio di un cono vulcanico demolito in gran

parte dal mare. Il monte di Procida e quello di Cuma sono pure due residui irriconoscibili di coni vulcanici flagellati dall'onda marina.

Nel mare vicino, l'isola di Ventotene non è che un piccolo segmento di un grande vulcano distrutto e precipitato in mare, il quale, in quest'ultimi anni, ha pure ingojato gran parte del cimitero costruito in occasione dell'epidemia colerica del 1837. Similmente, all'isola Ponza, si può dire che più non resta che lo scheletro di antichi vulcani.

Nei vulcani spenti a poco a poco tutto l'edificio subaereo può scomparire per l'azione prolungata dei suindicati agenti degradatori, e solo rimane il condotto centrale ad attestare la loro passata esistenza. Questo è precisamente il caso dei 125 vulcani embrionari della Svevia già sopra menzionati (v. pag. 74).

Il Geikie ha messo in evidenza un gran numero di condotti dei vulcani antichi d'Inghilterra. Sono colonne di rocce eruttive in massa o frammentizie, che attraversano verticalmente gli strati paleozoici (e specialmente carboniferi) fino a profondità sconosciute. Egli chiama *necks* questi affioramenti di condotti riempiti, sui quali certamente si alzava in passato un edificio vulcanico semplice o multiplo, ora completamente distrutto dalla denudazione (fig. 29). Molti di questi *necks* sporgono attualmente dal suolo in forma di colline di differente aspetto, secondo la natura diversa dei materiali di cui sono costituiti (1).

Spesso poi avviene che la denudazione asporti tutto il materiale detritico d'un edificio vulcanico, rispettando la parte più resistente costituita da lave in massa. Perciò potrà facilmente accadere di ritenere erroneamente come vulcani di lava (domi o espandimenti) quelli che in origine tali non erano: e giustamente avverte il De Lapparent (2), che alcuni domi d'Alvernia e molte altre trachiti e fonoliti, che ora appajono come vulcani omogenei ebbero un apparato crateriforme che venne distrutto per denudazione.

FORMA E DIMENSIONE DEL CONDOTTO VULCANICO. — La distruzione completa dell'edificio vulcanico rende possibile l'osser-

(1) Vedi principalmente: GEIKIE, *The volcanic Necks of east Fife*. Estr. dalle Memorie della « Geological Survey » d'Inghilterra, anno 1902; e Branco, *Schwabens 125 Vulkan-Embryonen, ecc.*, Stuttgart 1894.

(2) *Op. cit.*, p. 126.

vazione diretta della forma e dimensione del condotto vulcanico. Il Geikie trovò che il piano o sezione trasversale dei *necks* dei vulcani spenti d'Inghilterra è per lo più grossolanamente circolare o ovale. Però ce ne sono pure di forme affatto irregolari. Il loro diametro varia da pochi metri fino a più di 3 chilometri. Osservò poi che alcuni di quelli di più grande diametro presentano diramazioni corrispondenti a coni parassiti simili a quelle dell'Etna. Secondo il Branco, tutti i condotti dei 125 vulcani embrionari della Svevia hanno forma approssimatamente cilindrica. Sappiamo poi dal Credner che di due canali d'eruzione del Meissner (Vogelsgebirge, Germania), da cui traboccarono grandi lave basaltiche e doleritiche, uno ha un diametro di 110 metri e l'altro di oltre 220 metri [1].

Quanto ai vulcani attivi, il Dana ritiene che al Kilauea la colonna lavica sia tanto larga quanto è la superficie del fondo

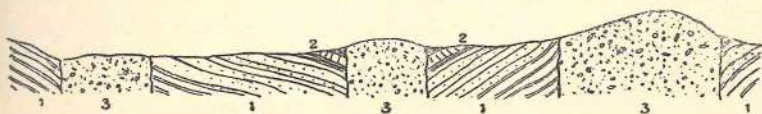
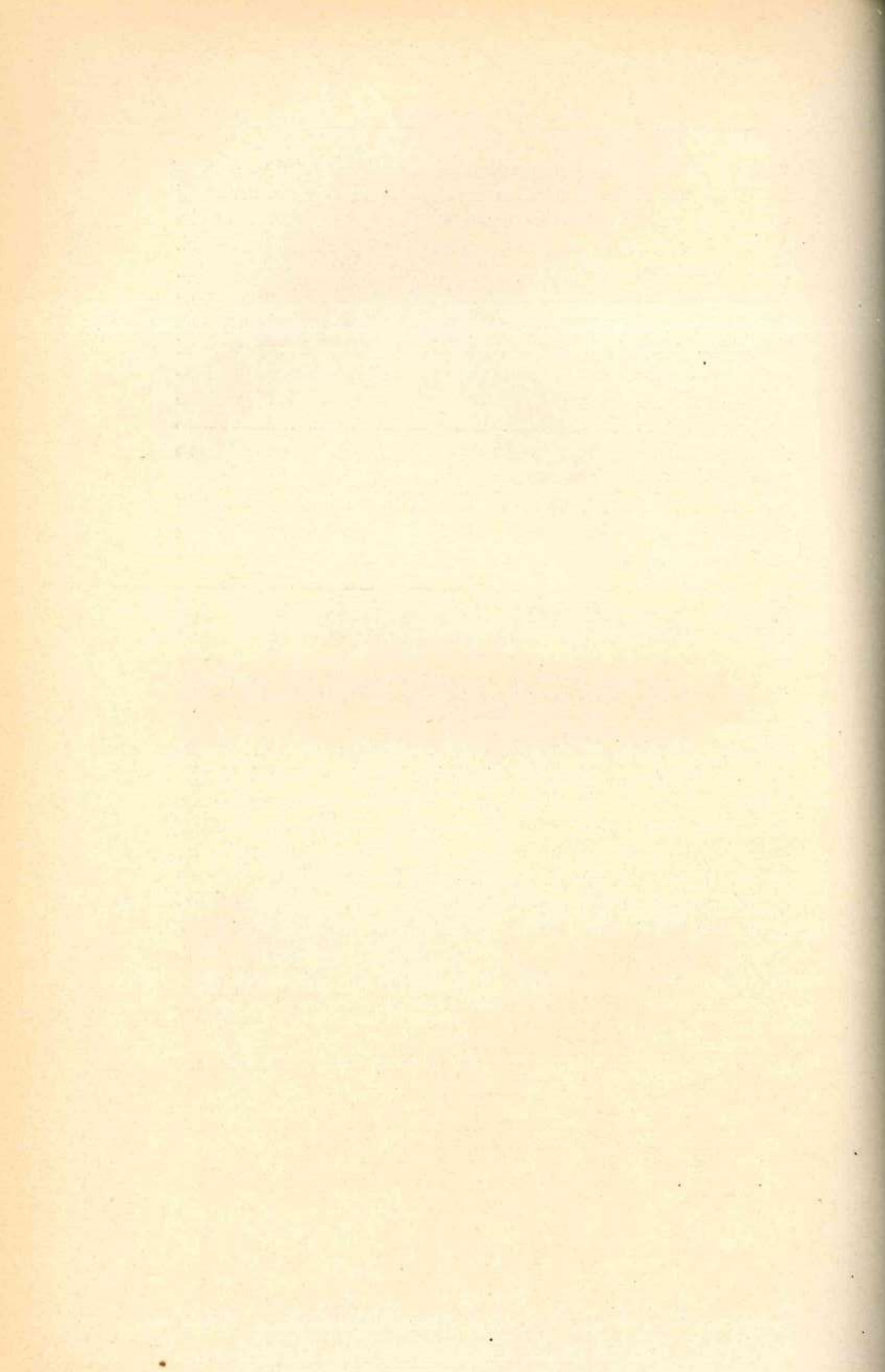



Fig. 29. — Sezione attraverso tre Necks vulcanici nel distretto di St. Andrew (Scozia). 1, 1, Arenarie calcaree; 2, 2, Argille; 3, 3, 3, Tufi e conglomerati vulcanici (da Geikie)

craterico, perciò nel 1823 suppone che avesse 12 km. di circuito. E io pure, vedendo la facilità con cui al Vesuvio e allo Stromboli si aprono in diversi punti del fondo del cratere bocche projettanti lava fluida, e avendo osservato in diverse occasioni che due di queste bocche possono essere contemporaneamente attive, credo ragionevole supporre che il condotto centrale di questi vulcani termini superiormente con un'apertura corrispondente per la forma e per la estensione al fondo craterico. È evidente però che questa supposizione non si può fare per i vulcani esclusivamente esplosivi, dove il magma lavico non si innalza fino alla parte superiore del condotto vulcanico. A me pare evidente che in questi vulcani il diametro del condotto può essere eguale o minore e non mai maggiore del fondo del cratere di esplosione o di accumulazione a cui danno luogo.

[1] CREDNER, *Traité de Géologie*, p. 149.

CAPITOLO III.

Dinamica dei vulcani

DIVISIONE DELL'ARGOMENTO. — Un vulcano dicesi in eruzione quando presenta esplosioni ovvero trabocchi di lava. Vedremo che ambedue questi fenomeni si manifestano nei modi più svariati, e che le loro variazioni sono specialmente in rapporto colla natura del magma e colla quantità maggiore o minore di sostanze aeriformi da cui è accompagnato. Discuteremo i fatti meglio studiati in alcuni vulcani, per vedere se sono suscettibili di generalizzazione, in modo da potere stabilire delle *leggi vulcanologiche*. Registreremo i fenomeni d'indole fisica e meccanica che precedono e accompagnano l'emissione delle lave o le projezioni di materiale frammentizio. Studieremo la forma e la natura dei prodotti dei vulcani; spiegheremo il meccanismo delle eruzioni, e cercheremo di indagare la natura degli agenti endogeni, che si sottraggono alla nostra diretta osservazione, ma non al rigoroso ragionamento induttivo fondato sopra fatti bene osservati.

1° Vulcani nuovi.

QUALI SONO. — Diremo che si forma un vulcano nuovo, quando si apre un nuovo condotto eruttivo, che, per la sua posizione, non si possa considerare come una semplice diramazione di un condotto ostruito, nel qual caso si ha, invece, uno spostamento di asse eruttivo e la conseguente formazione di un edificio vulcanico composto (pag. 66). In tempi storici poche volte l'uomo ha assistito al fenomeno emozionante di una vera eruzione vulcanica, che sia avvenuta dove prima esisteva una pianura o si stendeva l'onda azzurra del mare. Riserband om

di parlare delle nuove isole vulcaniche in apposito capitolo, qui ricorderò solamente alcuni dei vulcani sorti sulla terraferma.

Secondo una tradizione giapponese, il Fusiyama o Fuji-san [1] (fig. 14) sarebbe apparso nel 294 av. Cr. (Milne).

Pausania e Strabone riferiscono che un nuovo vulcano si formò nella penisola di Metana (Argolide) verso il 282 avanti Cristo.

Secondo de Buch [2], nel 20 maggio 1673 si formò un vulcano presso Grammacanore nell'isola Gilolo (Molucche); e Kant parla di un nuovo vulcano formatosi verso il 1712 nell'isola del Fuoco (is. Capoverdi) [3].

Il Fuchs e il Kluge citano come *vulcani nuovi* parecchi altri fenomeni, che più probabilmente si devono considerare come *vulcani quiescenti* riattivati [4].

I soli vulcani subaerei nuovi di cui possediamo notizie sicure sono: l'Jorullo, di cui ho già parlato (pag. 34), il monte Nuovo (Campi Flegrei), l'Izalco e i due vulcanetti di Léon nel Nicaragua.

FORMAZIONE DEL MONTE NUOVO. — Presso Pozzuoli, tra monte Barbaro e il lago Lucrino, prima del 1538 esisteva un piccolo colle e una pianura con le terme di Tripergola. Dopo violente ed insistenti scosse di terremoto, avvertite nei dintorni di Pozzuoli, il 29 settembre 1538 si spaccò il suolo presso Triper-

---

(1) Altri scrivono *Fujiyama*.

(2) Il De Buch, *Op. cit.*, p. 434, dice che a questa data nell'isola Gilolo una montagna si sollevò (?) con gran fracasso e con violenti terremoti.

(3) EMAN. KANT, *Geografia fisica trad. in ital.* Milano, 1809, IV, 239.

(4) Per es., il Fuchs, *Op. cit.*, pag. 347, afferma che, nel 1694, si formò il vulcano Kemas nell'isola Celebes. Orbene, il sig. Witzen, nelle *Phil. Trans.*, an. 1697, racconta una grande eruzione avvenuta alla montagna Kemas; ma senza dire nulla che faccia supporre si tratti di vulcano nuovo.

Il Kluge, *Op. cit.*, p. 35, nell'anno 1820 scrive: « Entstehung eines neuen Vulkans auf Unimak (Aleuzie) vom März bis August ». Il Kluge non cita fonte. Ma, leggendo le relazioni originali di questa eruzione riferite dal Perrey, non si trova nessuna allusione alla formazione d'un vulcano nuovo. (*Documents sur les trembl. et les phénom. volc. des îles Aleutiennes*, etc., p. 228-29).

Montessus de Ballore (*op. cit.* pag. 247) dice che un nuovo vulcanetto si aprì nel settembre 1882 nella valle dell'Atratro (Colombia, presso l'istmo di Panamà), lanciando sabbia e cenere. Le esplosioni continuarono fino al luglio 1883 e furono accompagnate da violenti terremoti e dalla formazione di una nuova sorgente termale. Quantunque il Montessus chiami il fenomeno « eruzione » e usi la parola « cenere », mi pare che si tratti non di un vero vulcano, ma di quei fenomeni pseudovulcanici che spesso accompagnano i forti terremoti.

gola, e da una grande voragine apertasi uscirono con straordinaria violenza materie detritiche incandescenti in tanta quantità che in circa 48 ore costruirono intorno alla voragine un monte conico di 140 m. di altezza, chiamato Monte del Terrore, Monte di cenere o Monte Nuovo (fig. 30). Alla sua cima profondamente troncata si apre un vastissimo cratere colla forma di un cono rovescio molto regolare avente 370 m. di diametro e 117 di profondità.

I boati delle esplosioni più forti si sentirono fino a Napoli, e tra le pietre lanciate ve n'erano alcune più grosse d'un bue.

Nel giorno 1° ottobre le esplosioni cessarono, ma nel giorno 3 ripresero con tanto impeto, che le arene lanciate dal vulcano vennero trasportate dal vento fino in Calabria.

Nei giorni 4 e 5 ritornò la calma; ma, nel 6, ventiquattro persone che vollero salire sul nuovo monte, perirono vittime di improvvise esplosioni.

Fino al 1539, continuarono i getti di materie incandescenti. Da quell'anno fino al presente, il cratere rimase tranquillo, e neppure furono molto abbondanti le emanazioni gassose. Verso la metà del secolo scorso c'erano ancora parecchie fumarole deponenti jalite. Al presente esiste solo qualche insignificante esalazione di vapore acqueo sul fondo del cratere.

Il Monte Nuovo pare formato totalmente da prodotti detritici. In maggiore quantità è materiale enallogeno, cioè pomici e frammenti di trachiti di diversa natura. Però la parte più superficiale, e quindi più recente del cono, presenta strati di materiale autogeno, formato da diverse varietà di una roccia con 59-61 % di $Si O_2$, che in passato venne ritenuta una fonolite, ma che, secondo l'ing. Dell'Erba, è una trachite sodalito-anortitica.

È chiaro che il materiale enallogeno, che forma la parte interna del monte, è il prodotto del trapanamento del nuovo condotto eruttivo, e perciò uscì primo; e la trachite sodalito-anortitica è il magma di recente formazione, che cagionò l'eruzione, e venne alla luce solo verso la fine, quando le prime esplosioni ebbero aperta la via.

L'Izalco [1]. — Questo vulcano del San Salvador (America centrale) che ora si trova in permanente e moderata attività esplo-

(1) Cfr. Montessus de Ballore, *Op. cit.*, p. 108-110, dove sono transuntate e discusse le memorie di Squier, di Dollfus et de Montserrat e di altri sulla formazione dell'Izalco.

siva come lo Stromboli, si formò nel 1770, in una regione coltivata e abitata da pastori, che attendevano all'allevamento del bestiame. Prima dell'eruzione, in questa regione posta alla base sud del vulcano quiescente di St. Ana, esistevano emanazioni di vapori e vulcanetti di fango (infiernillos). Nel 1769 e nel gennajo-febbrajo 1770 si sentirono terremoti locali e boati sotterranei, finchè nel 23 febbrajo di quest'ultimo anno, il suolo si aprì a mezzo miglia circa di distanza dalle abitazioni. Dapprima un'apertura *non grande* lanciava polvere e arena, poi pietre enormi, e quasi nello stesso tempo sgorgò la lava. Per molti anni alternarono eruzioni di lava ed esplosioni di scorie

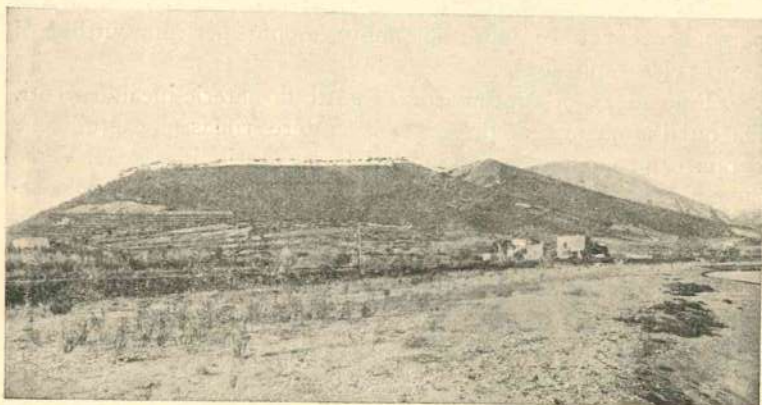



Fig. 30. — Il Monte Nuovo visto dalla via Herculea (da De Lorenzo).

e di ceneri. L'ultimo trabocco lavico importante avvenne nel 1802: in seguito, l'attività continuò e continua ancora al presente, ma solo esplosiva ([1]). Fasi più violente dell'ordinario si verificarono nel 1798, nel 1803, nel 1856, nel 1869, nel 1873 ecc.

Coll'accumulazione dei materiali eruttati si formò a poco a poco una montagna conica, che nel 1866 raggiungeva 1807 metri sul l. d. m. Essa ha i pendii molto ripidi e crebbe in altezza molto lentamente. Seebach nel 1865, calcolò che il volume del nuovo cono, fino a quell'anno, era di 27 milioni di m.^{3}. Per avere il volume del materiale eruttato, bisogna aggiungere quello

---

([1]) Perciò i naviganti chiamano l'Izalco « Faro del Salvador ».

portato lontano dai venti; poichè si sa che molte volte le ceneri arrivarono fino a Sansonate che si trova a 30 km. di distanza.

Le lave dell'Izalco sono doleriti un po' meno basiche di quelle dell'Etna, contenendo il 53,50 % di $Si\,O_2$: sono formate da feldspato plagioclasico, augite e olivina. Dollfus e Mt. Serrat osservarono, alla base del monte, un banco di lava, certamente prodotta nei primi efflussi, sul quale erano accumulati in grande quantità blocchi di grossezza variante da una testa d'uomo a 1 $m.^3$; molti sono rivestiti d'una crosta vetrosa.

Wagner nel 1854 osservò un cono di cenere che si era formato nell'interno del cratere dell'Izalco. Dollfus e Mt. Serrat, nel 1866, trovarono alla cima tre crateri allineati E. 35° N. Quello di mezzo, che era il più attivo, aveva circa 80 m. di diametro ed era profondissimo.

VULCANI DI LÉON, LAS PILAS E EL NUEVO. — La formazione di un vulcano nuovo, o, almeno, l'apertura di un nuovo condotto vulcanico, avvenne nel 1850, presso Léon, nel Nicaragua. Nei giorni 11 e 12 aprile si sentirono forti boati sotterranei e sussulti del suolo. La mattina del 13, il suolo si aprì tra il vulcano quiescente Momotombo e il vulcano Rota, in una pianura alquanto rialzata da antiche lave.

Per poche ore vennero lanciate materie detritiche incandescenti, poi subito traboccò una corrente di lava; la quale cessò nel giorno 14 e per sette giorni continuarono forti esplosioni, a pochi minuti di intervallo, molte delle quali erano visibili fin da Léon, ossia a 20 miglia di distanza.

Le scorie projettate erano incandescenti e pastose (basaltiche?).

Dopo il 21 aprile il nuovo vulcano, chiamato Las Pilas, già elevato 150-200 m. sul suolo circostante, rimase tranquillo, eccettuate due brevi riprese esplosive, durate appena qualche ora, nel 22 e nel 17 aprile (Squier) (1).

Un altro fenomeno simile avvenne nella stessa regione del Nicaragua nel novembre 1867. La mattina del giorno 14, tra il vulcano di Las Pilas e quello chiamato Rota, si aprì nel suolo una grande fessura da 8 a 900 metri di lunghezza, sulla quale due nuovi crateri, a circa 100 di distanza l'uno dall'altro, si

(1) MONTESSUS DE BALLORE, *Op. cit.*, p. 137-38.

misero contemporaneamente in forte attività esplosiva. Le projezioni si succedevano a intervalli regolari varianti da 10 a 30 minuti e continuarono fino alla mattina del 30 novembre.

Rapidamente si formò un cono di 200 piedi d'altezza, chiamato *El nuevo*. Questa eruzione fu solamente esplosiva, e vicina a Léon più di quella del 1850.

2° Intermittenza dell'attività vulcanica.

VULCANI SPENTI E QUIESCENTI. — Le eruzioni vulcaniche sono sempre fenomeni intermittenti, poichè cessano e riprendono a intervalli, che possono variare da pochi minuti (*attività permanente*) a molti secoli (*vulcani quiescenti*). Però questa intermittenza ha un limite; poichè nessun vulcano, rimasto inattivo per tutta un'epoca geologica, si rimise in attività nelle epoche geologiche successive. In altre parole, tutti i vulcani, dopo un periodo di attività più o meno lungo, sono destinati a spegnersi. Tuttavia è molto difficile giudicare dopo quanto tempo si possa ritenere che un vulcano sia *spento* e non solamente *quiescente*.

Con grande probabilità riterremo spenti quei vulcani, che 1° non danno eruzioni da tutti i tempi storici; 2° i cui crateri non emettono più vapore acqueo ad alta temperatura e accompagnato dagli acidi caratteristici dell'attività vulcanica. Per queste ragioni, possiamo considerare come vulcani spenti quelli dell'Alvernia (Francia centrale), e, in Italia, i vulcani Berici e Euganei, quelli della Campagna romana, di Roccamonfina, del Vulture ecc.

Invece si dovrà ritenere come vulcani quiescenti quelli, che, pur trovandosi in riposo da parecchi secoli, si mantengono nello stato di attività solfatarica. Questi vulcani anche dopo mille e più anni, possono ridestarsi. Basti ricordare l'Epomeo d'Ischia, da cui sgorgò la lava dell'Arso, dopo circa 1000 anni di riposo, e il Somma-Vesuvio che i pompejani credevano estinto, perchè da tempo immemorabile taceva.

ESEMPI DI VULCANI QUIESCENTI. — Citerò alcuni vulcani che si ridestarono dopo secolari o millenari riposi, limitandomi a quelli che ripresero l'attività in epoca recente.

NOME DEL VULCANO	ERUZIONE	RIPOSO PRECEDENTE
Bandai-san (Giappone) . . .	1888	da circa 10 secoli
Dakeyama (Giappone) . . .	1900	da circa 27 secoli
Ceboruco (Messico)	1870	da tempo immemorabile
Krabla (Islanda)	1724	» »
Conchagua (Honduras) . . .	1868	» »
Galounggoung (Giava) . . .	1822	» »
Ilopango (San Salvador) . .	1880	» »
Krakatoa (Stretto della Sonda)	1883	203 anni
Papandaïan (Giava)	1772	da tempo immemorabile
Palu-Machian (Molucche) . .	1862	216 anni
Tambora (Sumbava)	1814-15	da tempo immemorabile
Tarawera (Nuova Zelanda). .	1886	» »
Tuxla (Messico).	1793	129 anni
Uvinas (Perù)	1867	circa 300 anni

Altri vulcani presentano intermittenze pure lunghe, ma inferiori alla durata di un secolo; tali sono: la Fossa di Vulcano (Eolie), la Soufrière di St. Vincent (Piccole Antille), la montagna Pelée, il Pichincha ecc.

Solfatare. — L'acido che più comunemente accompagna il vapore acqueo nelle fumarole dei vulcani quiescenti o semiquiescenti è l'idrogeno solforato, il quale, venendo in contatto coll'atmosfera, si ossida incompletamente e depone solfo [1]. Invece nei vulcani in eruzione l'acido solfidrico abbrucia e si forma anidride solforosa (v. Cap. IV). Nelle solfatare c'è pure sempre sviluppo abbondante di anidride carbonica.

Le Solfatare più rinomate sono quella di Pozzuoli (presso Napoli), di Vulcano (Eolie), della Guadalupa (P. Antille), del Popocatepetl (Messico), di Gebel-Chebrit o montagna di Solfo (inAfrica), di Urumtsi (China), infine quella di Bahar-el-Safine sulle sponde del mar Rosso, dove si cavarono perfino dodici mila quintali di solfo all'anno.

[1] Le reazione è la seguente: $H_2S + O = H_2O + S$.

L'attività delle solfatare è molto varia. Nelle fumarole della solfatara della Guadalupa nel 1903 il Lacroix trovò solo acido solfidrico a 96° C. di temperatura, invece in quelle dell'isola Vulcano, Deville e Fouqué osservarono, oltre l'acido solfidrico, l'anidride solforosa e l'acido cloridrico ed una temperatura sufficiente per fondere il piombo.

L'attività ordinaria della Solfatara di Pozzuoli (Tav. X e fig. 31), è superiore a quella della Guadalupa e inferiore a quella dell'isola Vulcano.

Lo stato solfatarico è più persistente nei vulcani trachi-andesitici che non in quelli basaltici, e la *Solfatara di Pozzuoli,* che ne è il tipo, è appunto un vulcano trachitico. Essa presenta un vasto cratere a fondo piano e quasi circolare, avente 650 m. di diametro, e, da ogni parte, chiuso da pareti quasi a picco: la cui altezza è maggiore a nord (84 m.) e minore ad ovest, dove si abbassano fin quasi al livello del fondo craterico. La Solfatara (*Forum vulcani* degli antichi) si trova da tempo immemorabile in uno stato simile a quello attuale; poichè già Strabone così la descrive: « per *urbem* (Pozzuoli) vero statim vulcanicum Forum imminet, campus ardentibus inclusus superciliis, qui *velut a fornacibus exhalationes magno cum fremito passim habet* ». A sud-est del cratere, presso la parete, esiste una grotta da cui si sprigiona una poderosa colonna di vapori, ed è chiamata la *Bocca grande.* Il vapore acqueo esce con forte sibilo, alla temperatura di 150°-152° C., ed è frammisto a piccola quantità di anidride solforosa e di solfuri di arsenico. Altre piccole ma numerose fumarole (a 98° C.) esistono sul fondo e sulle pareti della Solfatara [1]; e sviluppano molto acido solfidrico. Perciò lo solfo è più abbondante presso queste fumarole che alla Bocca grande.

Riposi del Vesuvio. — Il Vesuvio durante i prolungati periodi di attività moderata presenta brevi riposi, di pochi giorni o al più di pochi mesi, durante i quali al cratere cessano totalmente le projezioni di cenere e di scorie e continua soltanto l'emissione di sostanze gassose, talvolta accompagnata da qual-

[1] Quando si accende una carta o altro combustibile queste fumarole aumentano grandemente. Vedi: Piria, *Sull'azione che alcuni corpi riscaldati esercitano sui vapori che si sviluppano dai fumaroli della Solfatara.*

Tav. X. — Solfatara di Pozzuoli: parete interna di S-E, dov'è la « Bocca grande » (vedi pag. 92).

che boato o da forte sibilo, talvolta invece in perfetto silenzio. Ma io credo che non sia esatto paragonare questo stato del Vesuvio a quello normale della Solfatara di Pozzuoli, per le seguenti ragioni:

1° per la natura dei prodotti gassosi, cioè: acido cloridrico e cloruri metallici volatilizzati, e anidride solforosa, tutte sempre abbondanti (¹);

2° perchè le fumarole del cratere non depongono solfo, ma molti cloruri e solfati;

3° per l'alta temperatura delle fumarole (400° C. e più) (²).

Fig. 31. — Interno del cratere della Solfatara di Pozzuoli: parete Sud. A sinistra, la Bocca grande; verso il centro, presso la parete, le piccole fumarole. (Fot. E. Aguilar).

4° per la quantità di vapori emessi: per esempio, dal marzo all'aprile la colonna vaporosa si alzava in modo permanente,

---

(¹) Nel 25 maggio 1903 trovai il cratere perfettamente calmo, ma l'odore caratteristico soffocante dell'anidride solforosa era forte. Varie volte ho osservato che i vapori dal Vesuvio sono giallastri o rosei forse per la presenza dei cloruri metallici.

(²) Nelle fumarole, presso l'orlo interno del cratere, i fili di piombo si fusero completamente e quelli di zinco si rammollirono (25 maggio 1903).

per giornate intere, fino a 200 e più metri sopra l'orlo craterico. Sicchè io scriveva che « il vapore acqueo emesso dal Vesuvio in questi mesi di quiete (aprile-maggio 1901) e l'energia termica spesa in tale emissione, non sarebbero stati certamente maggiori, se il vulcano si fosse trovato in fase stromboliana più che mediocre » ([1]).

Però il Vesuvio presenta vere fasi solfatariche dopo le grandi eruzioni « tipo 1872 », come vedremo più avanti, a proposito dei *periodi vesuviani* (art. 8).

Attività permanente e intermittenze brevi. — I vulcani quiescenti e semiquiescenti citati sopra sono quasi tutti a magma trachitoide e hanno carattere eminentemente esplosivo. Invece molti vulcani a magma basaltoide sono in *attività permanente* e presentano fenomeni esplosivi in generale moderati: tali sono il Mauna Loa, il Kilauea, il vulcano dell'isola Riunione, lo Stromboli, l'Izalco ecc.

Infine vi sono vulcani che presentano arresti di attività di pochi anni, che separano eruzioni con abbondanti efflussi lavici e con fatti esplosivi di violenza intermedia ai due casi precedenti: tali sono l'Etna, il Vesuvio (dopo il 1631), il Lamongan (Giava), il Mayon (is. Filippine) ecc.

Decrepitezza dei vulcani. — L'Junghun e lo Stöhr, specialmente in seguito allo studio dei vulcani di Giava, ritengono che nella vita di un vulcano si succedono tre periodi, cioè:

1° delle lave fluide in colata;

2° delle correnti di blocchi e di detriti incandescenti senza vere lave fluenti;

3° periodo delle eruzioni di sola cenere e detriti, il quale segnerebbe la fase di decrepitezza, ossia il carattere di un vulcano *in via di estinzione*.

Secondo lo Stöhr, il Bromo di Giava sarebbe in questo 3° periodo. Anche il Dana pare che divida questo modo di vedere, poichè ritiene finita l'attività dell'Haleakala (isola Maui, Sandswich), solo perchè da 150 anni più non ebbe che eruzioni

---

([1]) *Notizie vesuv. per l'anno 1901*, pag. 13. — L'importanza di queste emissioni vaporose-acide è attestata dal fatto, che per esse le campagne vesuviane ebbero a soffrire molto più in questi mesi che non durante le eruzioni del 1895, del 1900 e del 1903.

di cenere. Ma i vulcani facilmente smentiscono questi apprezzamenti, come provano i vulcani quiescenti da me poco sopra ricordati.

3° Fenomeni premonitori.

TERREMOTI, BRADISISMI E RUMORI SOTTERRANEI. — Un'eruzione è sempre preceduta da fenomeni più o meno sensibili, che rivelano il lavorio interno delle forze vulcaniche prima che raggiungano il loro grado massimo di energia. Questi fenomeni che diremo *precursori* o *premonitori* sono naturalmente molto diversi secondo che si tratta di vulcani a lunga o a breve intermittenza. Sono massimi nei vulcani nuovi, minimi nei vulcani in attività permanente.

Quando si tratta dell'apertura di un nuovo condotto vulcanico, ovvero della riapertura di un vulcano quiescente, precedono sempre terremoti e spesso sollevamenti locali del suolo e rumori sotterranei, che incutono non poco spavento per la loro origine misteriosa.

Cominciamo dai vulcani nuovi. Nei Campi Flegrei, prima della formazione del Monte Nuovo (29 settembre 1538), per quasi cinque anni replicarono terremoti molto frequenti di origine certamente locale. Già nel 1534 se ne avvertirono 5 o 6 in 24 ore. Le scosse divennero più frequenti dal 1536 al 1538, e nel 28 settembre 1538 (giorno che precedette immediatamente lo scoppio dell'eruzione), il terremoto si fece sentire 20 volte. Alcune case in Pozzuoli crollarono e molte altre minacciavano rovina. Prima dell'eruzione di Monte Nuovo, si verificò presso Pozzuoli un temporaneo sollevamento di qualche metro, poichè gli storici dicono che il mare si ritirò dalla spiaggia per 200 passi. Dopo avvenuta l'eruzione i terremoti cessarono.

Un'eruzione sottomarina, che avvenne nell'ottobre 1891 presso Pantelleria, dovuta a un vulcano nuovo o quiescente, fu pure preceduta da molte scosse di terremoto e da sollevamento del suolo (v. Cap. V).

La nascita del nuovo vulcano Izalco, nella repubblica di S. Salvador (America centrale), fu preceduta per tre mesi da terremoti e boati sotterranei, sentiti nella regione circostante.

Gli stessi fenomeni precedettero di pochi giorni la forma-

zione del vulcano Las Pilas, presso Léon nel Nicaragua nell'anno 1850.

La formazione dell'Jorullo (Messico), avvenuta nel settembre 1759, fu preceduta per 90 giorni da gagliardi terremoti e da rumori sotterranei (Humboldt).

Un terremoto disastroso precedette di un giorno (nel 1673) l'eruzione violentissima del Gammacanore (vedi: vulcani delle Molucche).

Recentemente (nel 1880), nei quattro mesi precedenti la riapertura d'un nuovo vulcano riolitico nel lago Ilopango (San Salvador), si avvertirono nei dintorni 800 scosse e forti boati (retumbos).

Violenti terremoti accompagnarono il riaprirsi di altri vulcani quiescenti, per esempio del Conchagua (America centrale) nel 1868 e dell'Uvinas (Perù) nel 1867.

Al Vesuvio, i terremoti furono violenti prima delle eruzioni del 79 e del 1631 [1], abbastanza forti ed estesi alle regioni circostanti prima delle eruzioni eccentriche (1760, 1794 e 1861); infine non mancarono, ma furono meno sensibili e più localizzati alla sola montagna vulcanica, nelle eruzioni laterali propriamente dette (vedi art. 5).

All'Etna terremoti molto sensibili precedono sempre le eruzioni; dapprima estesi a tutta la base del monte poi mano a mano più ristretti al versante dove questo sta per aprirsi; e cessano o almeno decrescono appena cominciata l'eruzione. Per esempio, appena scoppiata l'eruzione etnea del 22 marzo 1883, il prof. O. Silvestri scriveva: « presentemente la comparsa dell'eruzione ha recato il grande vantaggio di rimettere generalmente il suolo quasi in tranquillità » [2].

L'eruzione etnea del 1865 fu preceduta da poche ma violenti scosse di terremoto, e, secondo Fouqué, da un leggero innalzamento del suolo presso il luogo dove poi si aprirono le bocche laterali.

Anche il ritiro del mare dalla spiaggia che spesso si osserva alla base del Vesuvio prima delle eruzioni (1631 attestato

---

(1) Nella notte precedente immediatamente l'eruzione del 1631 si contarono 50 scosse alla base del monte. I forti boati cominciarono sei giorni prima.

(2) Sull'eruzione dell'Etna scoppiata il 8-22 marzo 1883; Rapporto al R.º Governo Catania 1883 p. 10.

da Braccini, 1698 da Bulifon, 1813 da Monticelli ecc.) è probabilmente dovuta a un temporaneo sollevamento del suolo, come venne dimostrato dal Palmieri in occasione dell'eruzione del 1861.

ALTRI FENOMENI PRECURSORI. — Spesso prima delle grandi eruzioni laterali nei paesi vesuviani si verificò il disseccarsi dei pozzi come attestano D. Tata per l'eruzione del 1794, Monticelli e Covelli per quelle del 1813 e del 1822, lo Scacchi per quella del 1850 ecc.

Anche all'Hekla (Islanda) prima dell'eruzione del 1766 i laghi e le acque correnti dei dintorni disseccarono (1); e nei primi giorni della recente (1902) eruzione disastrosa della montagna Pelée disseccarono le sorgenti alla base del monte, presso il Précheur (Lacroix).

Tanto al Vesuvio come all'Etna prima delle eruzioni laterali la colonna lavica s'innalza nel condotto centrale, il cratere diminuisce di profondità, avvengono efflussi lavici terminali e forti esplosioni di pretto materiale incandescente (2). Fatti simili si verificarono al Kilauea.

Infine le eruzioni sono spesso preannunziate dalla emissione di sostanze gassose acide, dalla formazione di fumarole nuove o dall'incremento di temperatura in quelle già esistenti (3). L'eruzione del Tarawera del 1886 (pag. 36) venne preceduta da violenti parossismi dei Geysers della regione e da forte incremento di attività nella solfatara del Ruapehu altro vulcano del nord della Nuova Zelanda.

Le Grain (4) riferisce che due anni prima di un'eruzione

---

(1) DE TROIL (*Lettres sur l'Islande, Paris 1781*) a proposito di questa eruzione che erroneamente mette al 1763 scrive: «Les habitans du voisinage s'attendirent à une prochaine éruption parce que les rivières des environs s'étaient presque taries.» — Nel 1849 tutte le sorgenti dell'isola Semussir (Curili) disseccarono in coincidenza di una forte eruzione avvenuta in un vulcano dell' isola (PERREY, *Ann. de la Soc. imp. d'Agricol. etc. de Lyon*, 1863 p. 166).

(2) Prima dell'eruzione del 1631 si verificò il sollevamento del fondo craterico. La presenza della lava nel condotto vulcanico talvolta è annunziata dalle fortissime detonazioni non accompagnate da esplosioni, come attestano Monticelli e Covelli nella Relaz sulle eruz. del 1821 e 22 pag. 23.

(3) SORRENTINO (op. cit. pag. 8) pel primo avvertì che il cratere del Vesuvio poco prima di un'eruzione « non il fumo, ma solfo esala ». Palmieri dice che, se il cratere è in calma, le sue fumarole raggiungono il grado « massimo quando un nuovo incendio si prepara ». Op. cit. p. 52.

(4) *Nouv. Ann. de Voyage*, N. 2 sept. 1862 — Vedremo a suo tempo (Cap. VI) che quest' eruzione va riferita a un altro Vulcano d'Islanda.

avvenuta nel 1862 al monte Troelladyngr (Islanda) si sparse nell'aria una grande quantità di gas solforoso (forse H_2S) in modo da sentirsi fino a 160 km. dal vulcano, e che si trovarono pure uccelli avvelenati sulla montagna.

A Santorino, al principio dell'eruzione del 1866, si avvertì fino a grande distanza l'ingrato odore dell'idrogeno solforato.

Infine alla montagna Pelée (Martinica), molto prima che cominciassero le eruzioni del 1851 e del 1902, si verificò un incremento dei fenomeni solfatarici e si avvertì nei paesi circostanti un forte odore di acido solfidrico, proveniente dal cratere [1].

Riassumendo, i fenomeni precursori delle eruzioni sono:

1° Terremoti e tremiti del suolo.

2° Sollevamento del suolo e conseguente ritiro del mare dalle spiagge.

3° Rumori sotterranei.

4° Innalzamento della colonna lavica nel condotto centrale, e conseguente sollevamento del fondo craterico.

5° Aumento della temperatura e della quantità dei prodotti gassosi delle fumarole.

6° Disseccamento delle acque sorgive.

Io penso che, coll'attenta osservazione di questi fenomeni, e sopratutto dei tremiti del suolo, si arriverà, fra non molto, a poter fare fondati presagi intorno alle eruzioni.

4° Esplosioni vulcaniche.

DEFINIZIONI. — Abbiamo visto (cap. II) che nelle *eruzioni di fessura* i fenomeni esplosivi sono di poca importanza; invece nei vulcani a condotto centrale spesso le eruzioni sono solamente *esplosive*, specialmente se il magma è trachitoide. Infine in molte eruzioni si osservano contemporaneamente i due fenomeni, cioè esplosioni ed efflusso lavico (Etna, Vesuvio, Stromboli). Cominciamo dalle prime.

Un'esplosione vulcanica è un fenomeno sempre improvviso,

---

(1) MERCALLI, *Le antiche eruzioni della montagna Pelée*, Milano 1902 pag. 7; e Flammarion *op. cit.* p. 223 — Secondo Lacroix, nel cratere quiescente della Pelée l'aumento delle fumarole ad acido solfidrico cominciò fin da tre anni prima che scoppiasse l'eruzione del 1902.

di breve durata, ma complesso, poichè risulta di una rapida emissione di materie gassose ad alta tensione, le quali proiettano a distanza materie detritiche, frequentemente accompagnate da *rumori,* da tremiti del suolo, e non raramente da scariche elettriche e da fiamme.

Le esplosioni vulcaniche differiscono assai tra di loro per la intensità (dinamismo), per la durata, per la frequenza (ritmo o intermittenza), per i rumori da cui sono accompagnate, ma, sopratutto, per la diversità dei prodotti solidi o gassosi.

FORZA DELLE ESPLOSIONI. — Le esplosioni vulcaniche possono presentare tutti i gradi d'intensità, cioè possono essere: deboli, moderate o mediocri, forti, molto forti, fortissime e parossismali.

Per valutare l'intensità delle esplosioni vulcaniche, si devono prendere in considerazione i seguenti fatti:

1° La resistenza opposta dalla coesione delle rocce squarciate, quando il condotto vulcanico è ostruito o quando si apre un condotto nuovo;

2° La viscosità diversa del magma, da cui le materie gassose devono svolgersi;

3° L'estensione e la intensità dei terremoti che precedono o accompagnano l'esplosione;

4° Il peso delle materie dejettate e l'altezza che queste raggiungono al disopra della bocca esplodente, per dedurne il lavoro meccanico eseguito nella projezione.

Omori calcolò che il lavoro eseguito dall'Azuma-San (Giappone) in una eruzione del 1893 (quattro esplosioni violentissime) è stato di 140.000.000.000 chilogrammetri circa, pur non tenendo calcolo della resistenza opposta dalla coesione delle rocce, perchè troppo difficile a valutarsi.

I projetti del Vesuvio, nell'agosto 1779, salirono fino all'altezza di 2 o 3 km. sull'orlo craterico (De Bottis) e nella grande eruzione del 1631 furono lanciati fino ad Ottajano, Nola, Palma (Recupito) e fino ad Avellino e Ariano (Carafa). E recentemente (nel maggio 1900 e nel settembre 1904) un gran numero di massi compatti, aventi più di 1 $m.^3$ di volume e quindi da 2 a 3 tonnellate di peso vennero projettati fino a 100-200 m. dall'orlo del cratere. Calcolai che il più grande dei blocchi lanciati nel maggio 1900 avea circa 40 tonnellate di peso, quindi il lavoro

eseguito per elevarlo a 100 m. appena dal fondo craterico (e certamente salì ad altezza maggiore) fu di 4.000.000 chilogrammetri.

Racconta il Borelli che, nel 1669, l'Etna lanciò a 1000 palmi di distanza un masso di 60 palmi di lunghezza, il quale là dove cadde si approfondò nel terreno di 30 palmi ([1]).

Dopo l'eruzione avvenuta al Tarawera nel 1886, Thomas trovò un masso di oltre 1000 piedi cubici ricaduto nell'interno di uno dei crateri. E Milne riferisce che in un'eruzione del Asamayama (Giappone), nel 1783, presso Kuragano cadde una pietra di piedi 264 × 120.

Più avanti, nella descrizione dei diversi tipi di esplosioni, si troveranno altri dati intorno alla quantità di materiale solido projettato dai vulcani.

L'enorme tensione, con cui si sprigionano le sostanze gasose dalle bocche esplodenti, fa sì che esse si elevino nell'atmosfera con grande velocità e formando una colonna compatta e cilindrica che non obbedisce all'azione del vento, e si allarga solo alla sua parte superiore a mano a mano che la spinta verticale va perdendo di forza ([2]). Questi getti verticali di vapori sormontati da una nube formata dai vapori stessi venne da Plinio il giovine paragonato a un pino gigantesco. Questo paragone rimase classico nella vulcanologia, e molti chiamano *pino vulcanico* qualsiasi getto verticale di vapori vulcanici anche quando non ricorda la forma caratteristica descritta da Plinio. Spesso avviene che getti di vapori carichi di cenere si succedono rapidamente l'uno all'altro sovrapponendosi in una sola massa che si allarga in globi e volute gigantesche che ricordano la forma di un immenso cavolfiore.

Secondo Heilprin, la velocità iniziale dei getti esplosivi della montagna Pelée nel 30 agosto 1902 era di 45 a 90 metri al secondo.

Le più grandi altezze, a cui si alzarono i pini vulcanici ca-

---

([1]) BORELLI (*Hist. et meteorol. incendii Aetnaei an. 1669*) scrive: « Porro stupore digna visa est vis impulsiva, qua ignita saxa ad insignem altitudinem aëris eiecta fuerunt, inter quae unum repertum est longu 60 palmos, quod decidit miliare unum a crateris oreficio remotum, quod tãto impetu delapsum fuit, ut infra arenam depressum fuerit (aiunt) plusquam triginta palmos..... ».

([2]) Nell'ascendere i vapori si espandono a spese della temperatura iniziale, e man mano, di conseguenza, si raffreddano. Vedi: Friedlaender e Aguilar, *Su di alcuni problemi e osservazioni di vulcanologia,* in Boll. Soc. Naturalisti di Napoli, anno 1906.

richi di cenere, sono le seguenti: 5 chilometri al Vesuvio nel 1906, 10 chilometri al Tarawera nel 1886 ed alla montagna Pelée nel 1902 (¹), 27 chilometri al Krakatoa nel 1883.

Esplosioni verticali e oblique. — Di solito il pino vulcanico si innalza nell'aria verticalmente, ma non è raro il caso che esca dal cratere con direzione più o meno obliqua all'orizzonte, come in diverse occasioni si osservò anche al Vesuvio. Scrive, per esempio, il Niccolini, che nell'eruzione del 1847 il Vesuvio gettava fuoco con la inclinazione del suo canale volta costantemente a NE. E nella stessa direzione erano inclinate le grandi esplosioni vesuviane del 1631, del 1737, del 1779 e dell'aprile 1906 (²).

Monticelli e Covelli (³) trovarono alla cima del Vesuvio nell'ottobre 1821 e nel maggio 1822 una bocca esplodente *obliqua*, sicchè i materiali dejettati si depositavano in maggiore quantità da una parte sola.

Verbeek (⁴) osservò nel 1876 projezioni oblique al vulcano Kaba (Sumatra) e nel 1883 al Krakatoa.

Infine nel 30 agosto 1902 alla montagna Pelée (Martinica) avvenne un'eruzione esplosiva di estrema violenza, la cui azione devastatrice non si può spiegare, senza ammettere un getto fortemente inclinato. Infatti sul fianco est e sud-est della montagna, fino a 5 o 6 km. dal cratere tutto venne distrutto e perfino gli alberi sradicati da una nube vulcanica, che scendeva dal monte come un turbine violentissimo. Perirono circa mille persone asfissiate o gravemente ustionate dalla cenere ardente, la quale era in tanta quantità da impedire il respiro. Orbene nessuna vittima anzi nessun danno si verificò sugli altri versanti del monte. La cenere, accumulata in gran quantità ($^1/_2$ m. e più di spessore) su tutta la zona devastata, era ardente anche dopo caduta al suolo tanto che produceva gravi scottature ai piedi; ciò dimostra che non era portata dal vento, ma direttamente

---

(¹) Lacroix (op. cit. p. 165) dice che questi pini vulcanici superavano la zona degli alizei, e le loro ceneri venivano trasportate ad est dai contro-alizei superiori.

(²) Niccolini. *Descrizione della gran Terma puteolana*, Napoli, 1848; Mercalli. *La grande eruzione vesuviana dell'aprile 1906*, in « Rassegna Nazionale », Firenze, 1 novembre 1906.

(³) Op. cit. pag. 4 e 35.

(⁴) Citato in Lacroix, *La montagne de Pelée*, pag. 356.

dal pino vulcanico strisciante al suolo, per una projezione inclinata ad est e sud-est (Lacroix).

Rumori vulcanici. — Le eruzioni esplosive sono sempre accompagnate da rumori di diversa natura e di diversa origine, la cui intensità è in generale proporzionata alla forza delle esplosioni.

Le detonazioni del Krakatoa nel 1883 si sentirono fino a 3600 km. di distanza e quelle del Tambora nel 1815 si avvertirono ad una lontananza di 1666 km., quindi rispettivamente a distanze non inferiori a quelle che separano il Vesuvio dal Capo Nord nella Scandinavia e da Londra.

Nel 2 settembre 1888, trovandomi nell'isola Stromboli, sentivo come cannonate i boati della Fossa di Vulcano, situata a circa 45 km. di distanza.

Il Vesuvio, in tutte le eruzioni d'una certa violenza, fa sentire la sua voce sinistra fino a Napoli ed anche molto più lontano.

I rumori vulcanici si possono dividere nelle seguenti categorie :

1° Detonazioni brevi e secche, simili allo sparo d'un cannone: avvengono solo al principio d'una esplosione nel momento in cui la parte superficiale del magma lavico viene squarciato, come se al disotto di essa scoppiasse una mina.

2° Spari simili ai precedenti, ma provenienti dallo scoppiare di bombe projettate nell'aria.

3° Spari simili ad una scarica di fucileria continuata per tutto il tempo che dura la projezione di scorie.

4° Rumori simili a un soffio di forgia gigantesca.

5° Rumori prolungati simili al rombare di un temporale lontano, o al rumore di un mare in burrasca: sono più cupi e di origine certamente più profonda dei precedenti; solo questi meriterebbero il nome di « boati ».

6° Rumori metallici, simili a quelli prodotti da grandi sbarre di ferro sbattute tra loro, o da un liquido metallico molto denso che urti contro degli scogli.

7° Il rumore dei massi ricadenti nell'interno del cratere e sui fianchi esterni del cono vulcanico: nel 1888-89, all'isola Vulcano, sentivo questo rumore fino a 5 km. di distanza.

8° I tuoni prodotti da forti scariche elettriche.

Soltanto i rumori N. 5° e 6° continuano talvolta anche durante gli intervalli fra un'esplosione e l'altra.

Le detonazioni N. 1° producono veri *aeremoti,* e quindi sbattere di porte e tremiti di vetri, fino a grande distanza. Il P. Della Torre, descrivendo l'eruzione del Vesuvio del 19 ottobre 1767, dice: « con tanto impeto movevano l'aria i colpi del monte che.... in Napoli e nei luoghi più in là verso occidente come sono il Vomero, la Renella ecc. tremavano di tanto in tanto i vetri delle finestre, come fanno al colpo di una forte cannonata, sbattevano le porte ancorchè chiuse, e in alcune tale fu lo sbattimento quasi continuo, che spontaneamente si aprirono ».

Ma ben più importante è l'aeremoto prodotto dalle grandi esplosioni del Krakatoa nel 27-28 agosto 1883, poichè allora le onde atmosferiche fino a 150 km. di distanza (a Batavia ed a Buitenzorg) misero in movimento porte e finestre (Verbeek), e su tutta la superficie del globo furono avvertite da straordinarie oscillazioni del barometro. Verbeek calcolò che, mentre la lunghezza d'onda del più forte tuono osservato è di 20 metri, quella delle onde atmosferiche del Krakatoa era di un milione di metri.

Durata e ritmo. — Nel considerare la durata d'una esplosione bisogna distinguere il tempo, durante il quale continua la projezione dei materiali solidi e fluidi, e il tempo che il pino vulcanico impiega a svolgersi e innalzarsi nell'atmosfera. Il primo ordinariamente varia da qualche secondo fino a 20-30″ o poco più, il secondo può durare parecchi minuti primi quando c'è molto vapore acqueo e molta cenere.

Le esplosioni sono sempre intermittenti; ma l'intervallo di riposo talvolta è solo di qualche secondo [1], altre volte dura parecchie ore. Il ritmo può essere *regolare* o *irregolare* secondo che l'intervallo tra due esplosioni successive è costante o no.

Varie volte ho osservato un ritmo molto regolare nelle esplosioni del Vesuvio. Per esempio, nel 1903, le esplosioni, negli ultimi giorni di gennaio si succedevano costantemente a inter-

[1] Perciò varie volte al Vesuvio (8 agosto 1779, 7 aprile 1906) la colonna di scorie incandescenti ebbe tutta l'apparenza d'un getto di acqua saliente continuata per delle mezz'ore.

valli di 2 a 3 minuti; nel 27 febbrajo a intervalli di 1 a 2 minuti; nel 10-12 marzo a intervalli di 1 m. ad 1 $^1/_2$; nel 27 aprile a intervalli di 5-6 minuti. Però al Vesuvio, quando il dinamismo è piu forte, in generale, le esplosioni sono più fre quenti: così nel 25 settembre 1904 avvenivano a intervalli di mezzo minuto, e nel 6 e 7 maggio 1900 a intervalli di pochi secondi.

All'isola Vulcano nel periodo esplosivo 1888-1890 il ritmo; rimase abbastanza costante e regolare per mesi interi; ma cambiò notevolmente nel primo e negli ultimi mesi del periodo. Per esempio, dal giorno 11 al 23 febbrajo 1889 feci, a diverse riprese, osservazioni continuate per parecchie ore, e registrai in ore 44 e $^1/_2$ di osservazione 541 esplosioni, cioè, in media, una ogni 5 minuti. Invece, al principio dello stesso periodo eruttivo, si ebbero in un giorno (4 agosto 1888) nove esplosioni, cioè in media una ogni 80 minuti.

In uno stesso cratere esistono qualche volta due o tre bocche esplodenti contemporaneamente con ritmo molto diverso. Per esempio, nel 1° marzo 1889, nel cratere dello Stromboli osservai tre conetti attivi, dei quali quello centrale dava esplosioni a *pochi secondi* d'intervallo formanti una vera fontana di fuoco cioè un getto di scorie quasi continuo, quello di ponente esplodeva a intervalli varianti da 3 minuti a $^1/_2$ ora, e quello di levante in due ore e $^1/_2$ di osservazione fece due sole esplosioni.

Al Sangay (Ecuador), Sebastiano Wise afferma di avere contato 267 esplosioni di ceneri e di scorie in un'ora, cioè circa 4 al minuto; ma gli altri visitatori di questo vulcano in generale osservarono esplosioni ogni 10-15 minuti.

PRODOTTI DELLE ESPLOSIONI. — I materiali dejettati nelle esplosioni vulcaniche differiscono: 1° per la natura; 2° per la temperatura e lo stato fisico; 3° per la forma.

Anzitutto nel materiale rigettato bisognerà distinguere quello allogeno da quello autogeno, e questo suddividerlo in materiale piroclastico antico e coevo (v. pag. 43). Il materiale allogeno è molto abbondante quando si forma un nuovo condotto vulcanico; per esempio è copioso nei tufi più antichi del Somma, perchè ebbero origine quando si formò il primo e principale condotto centrale di questo vulcano.

In secondo luogo bisogna notare che il materiale dejettato può essere: *a*) incandescente e fluido o almeno interamente pa-

stoso; *b)* incandescente, ma solido o solo parzialmente fuso; *c)* solido, ad alta temperatura, ma non incandescente.

Infine, riguardo alla forma, è necessario distinguere il materiale dejettato in sette categorie.

1ª *Massi rigettati* o projetti solidi, angolosi e informi, costituiti da rocce sedimentari o cristalline, strappate ai terreni sottoposti al vulcano, ovvero da materiale piroclastico antico. La caratteristica di questi projetti è l'*eterogeneità*. Essi sono copiosi specialmente nelle prime esplosioni di un vulcano nuovo, e rappresentano il prodotto del primo trapanamento del camino vulcanico. Non mancano però anche nelle eruzioni successive più violente. Nei basalti del Jorullo (pag. 34) si trovarono inclusi grossi blocchi di sienite; il che dimostra che il nuovo focolare di questo vulcano si è formato al disotto dei terreni cristallini antichi della regione.

Nei tufi del M. Somma sono abbondantissimi i massi rigettati di aggregati minerali di calcari cristallini, di arenarie e di rocce eruttive antiche (¹). Talvolta questi projetti contengono fossili, non alterati dal calore, i quali servono a determinare l'età geologica del vulcano.

Nei Maar dell'Eifel (pag. 76) i pezzi di rocce devoniane strappate ai terreni sottoposti sono più abbondanti dei frammenti di materiale piroclastico.

All'isola Vulcano, nelle eruzioni del 1873, 1879, 1886 e nei primi giorni del periodo eruttivo 1888-1890, vennero dejettati massi di trachiti e di andesiti antiche e di conglomerati non fusi neppure alla superficie.

La roccia predominante era un'andesite, contenente molta tridimite di origine secondaria.

2ª *Projetti di lava coeva,* lanciati allo stato solido, ovvero di solidità incompleta, in modo da non subire nessuna deformazione al momento di cadere al suolo. Questi projetti nei vulcani trachitoidi (isola Vulcano) sono affatto informi e con spigoli acuti, in quelli basaltoidi (Vesuvio), in generale, almeno parzialmente e irregolarmente tondeggianti, sebbene non manchino pure quelli angolosi; infine sono affatto eccezionali nei vulcani hawaiani, dove i massi lavici ricadenti nella gola del vulcano vengono prontamente rifusi e assimilati dal magma.

(¹) I minerali di cui sono ricchi questi projetti si chiamano minerali di *contatto*. (Vedi Cap. IV)

I più grandi blocchi lanciati dal Vesuvio nelle violentissime esplosioni del 1900, 1903 e 1904, appartengono a questa categoria.

3ª *Scorie e pomici.* — Le scorie dei vulcani basaltici sono brandelli di magma lavico fluido, che nell'aria, durante la projezione, si deformano in mille guise, e spesso si stirano in forma di nastri o di fili sottilissimi. Hanno forme assai irregolari, e, di solito, cadendo a terra si schiacciano modellandosi sul terreno, come un pezzo di pasta lanciato con violenza contro il suolo. Le scorie solidificate sono molto vetrose e porose e perciò leggiere. Il Dana descrive talune scorie del Kilauea, formate da un semplice intreccio di fili lavici. Il Vesuvio dejettò scorie leggerissime, come schiuma, nel marzo 1903.

Per lo più le scorie sono nerastre e ricoperte esternamente da una sottile patina vetrosa, iridescente a riflessi metallici, che presto si fa rossa per perossidazione dei composti del ferro. Per esempio, i monti Rossi dell'Etna (eruzione del 1669) portano questo nome per il colore delle scorie di cui risultano.

Le scorie dei vulcani trachitici sono di colore bruno o grigio e si chiamano pomici. Tuttavia nei vulcani Flegrei si trovano anche pomici trachitiche nerastre. Spesso le pomici sono così leggiere da galleggiare sull'acqua. Le pomici lanciate dal Krakatoa nel 1883, per esempio, formarono in mare strati galleggianti di 1 km. di larghezza per 30 km. di lunghezza e 3-4 m. di spessore.

4ª *Lapillo.* — I piccoli frammenti di lave o di scorie rigettate da un vulcano formano il lapillo, quando non siano tanto minuti da meritare il nome di arena. Per lo più i lapilli hanno grossezze comprese tra quella di un pisello e quella di una noce. Bisogna distinguere il *lapillo pesante* formato da frammenti di lave più o meno compatte, il lapillo *scoriaceo* molto leggero; infine, più raro, il lapillo *cristallino* [1].

Al Kilauea si chiamano *capelli di Pele* (la Dea del fuoco degli Hawaiani) i lapilli filamentosi formati da fili sottilissimi di lava vetrosa aventi tutto l'aspetto di vetro filato. Sono fles-

---

[1] Il Vesuvio eruttò leuciti e augiti libere nel 1812, 1813, 1822, 1828, 1839, 1844, 1845 1846 e 1847. Grossi e perfetti cristalli di augite si trovano in gran quantità nel lapillo dei Monte Rossi all' Etna, e presso il cratere dello Stromboli. Presso la cima del cratere spento di Montefiascone io trovai in gran quantità cristalli di augite aventi perfino 5 a 6 centimetri di lunghezza (MERCALLI, *Contrib. allo studio dei vulcani viterbesi*, p. 30).

sibili ed elastici, di colore castano o giallo-miele, lunghi un decimetro e anche più. L'isola della Riunione [1] e tutti i vulcani con lava molto fluida presentano il *lapillo filiforme*, e molte volte io lo trovai pure al Vesuvio affatto simile a quello del Kilauea, sebbene sempre meno abbondante [2].

5ª *Projetti figurati*. — Io proposi questo nome per tutti quei projetti vulcanici che hanno una forma propria più o meno regolare. Bisogna distinguere le seguenti varietà:

a) *Bombe scoriacee*. — Sono molto comuni al Vesuvio le grosse scorie a forma di focacce talvolta molto regolari, vuote nell'interno ovvero molto cellulose, e ricoperte esternamente da una crosta sempre porosa ma relativamente molto più compatta dalla parte interna. Evidentemente sono pezzi di lava gonfiati dai gas rimasti imprigionati nel loro interno, e poi schiacciati per l'urto subito cadendo a terra. Come tipo di queste bombe vuote nell'interno cito quelle projettate nella valle dell'Inferno (Vesuvio) nel settembre 1904 (fig. 32).

b) *Bombe compatte-pesanti*. — Sono projetti formati da lava compatta e ben cristallizzata nell'interno e solo all'esterno ricoperti da un rivestimento scoriaceo-vetroso sempre relativamente sottile. Alcuni hanno forma subsferica [3], ma più comunemente ellissoidale o piriforme. Quelle ellissoidali possono essere rettilinee e molto somiglianti a un fuso, ma più frequentemente sono contorte e le due punte corrispondenti all'asse maggiore sono ripiegate in due sensi opposti, come si vede nella figura 33. Spesso una cresta longitudinale riunisce le due punte in modo da apparire come la rimboccatura di una falda di lava ravvolta sopra sè stessa. Questi projetti, terminati a punta da una o due parti opposte, sono quelli che le guide vesuviane chiamano *saette* o *ferilli*.

---

(1) Vélain (op. cit. p. 16) scrive che all'isola della Riunione «les laves vitreuses, qui à chaque éruption viennent remplir le cratère brûlant, réjette, par torrents, ce verre capillaire...». W. Hamilton dice che nell'eruzione avvenuta nel 1766 all'isola Riunione, i dintorni del cratere, fino a grande distanza, vennero ricoperte da un vetro giallo capillare, flessibile, di cui certi pezzi erano lunghi due o tre piedi con piccoli globetti vetrosi a poca distanza gli uni dagli altri (Gibelin, *Comp. Trans-filos.*, p. 203).

(2) G. Mercalli, *Sulla forma di alcuni prodotti delle esplosioni vesuviane recenti*, Milano 1903.

(3) Il Serao (*Istoria dell'incendio del Vesuvio del 1737*, p. 81) richiamò pel primo l'attenzione su certe concrezioni o palle subsferiche non projettate, ma formate nella lave fluenti del Vesuvio per effetto del loro movimento cioè «per lungo successivo ruzzolare secondo tutti i punti di loro superficie».

Molte tra le bombe ellissoidali sono compresse in corrispondenza dell'asse minore, altre sono piegate ad arco (fig. 34); ambedue queste deformazioni sono effetto dell'urto contro il suolo. Quasi tutte presentano fratture sempre normali all'asse maggiore del projetto.

c) Bombe formate da un nucleo di lava vecchia ravvolte da un grosso strato di lava coeva; sono elissoidali, molto gonfie

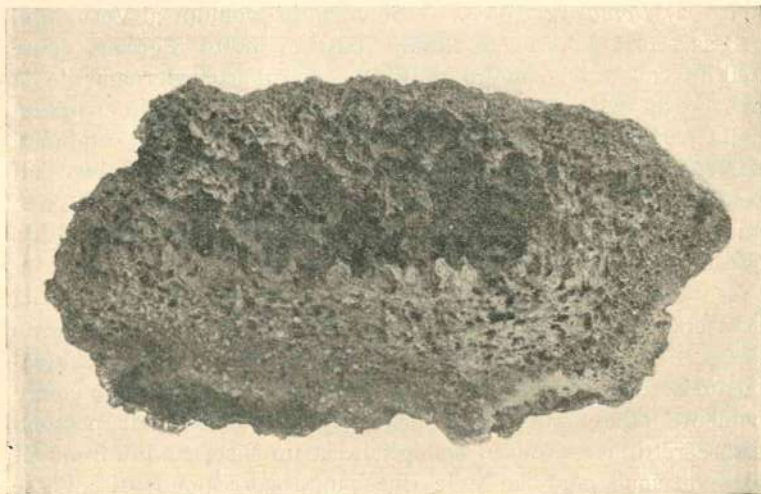



Fig. 32. — Bomba scoriacea vuota nell'interno. Vesuvio: settembre 1904. Si vede la porosità decrescente dall'interno verso l'esterno.

verso il mezzo e assottigliate alle estremità. La rimboccatura della lava involgente è molto evidente.

È chiaro che la forma ellissoidale predominante nelle bombe dei tipi *b* e *c* è effetto dell'azione contemporanea di due forze, cioè: quella centrifuga sviluppata da un moto di rotazione, subìto durante la projezione [1], e quella della gravità, che tende a dare una forma allungata ai brani di lava fluida mentre sono sospesi nell'aria.

d) *Bombe trachitoidi.* — Le bombe di magma trachitico o andesitico non sono mai contorte, nè ripiegate e nemmeno

---

[1] Perciò queste forme si osservano esclusivamente quando: 1° la temperatura del magma è molto elevata; 2° quando i brani di lava sono projettati a grande altezza.

fusiformi [1]; e ciò è naturale, poichè essendo il magma trachitoide molto meno fusibile di quello basaltoide si ricopre prontamente di una crosta rigida vetrificata. Nelle bombe lanciate in numero stragrande dal cratere dell'isola Vulcano (Eolie) nel 1888-89 [2] c'è sempre una crosta esterna subvitrea e compatta, dalla quale si passa alla parte interna perfettamente pomicizzata per graduate e insensibili variazioni di struttura e di colore. La parte esterna è sempre più oscura, e quella interna di colore bigio-chiaro e spesso bianco come le più belle pomici di Lipari. Nelle bombe di Vulcano bisogna distinguere due tipi, essendo alcune prevalentemente pomicee e quindi molto leggere, altre

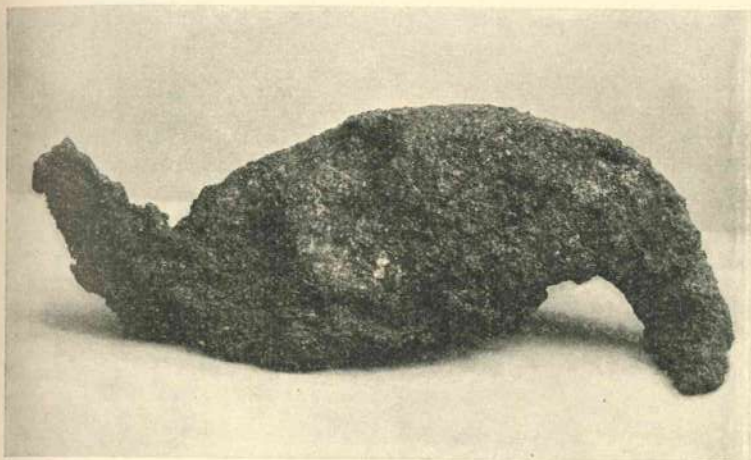



Fig. 33. — Bomba ellissoidale-contorta. Vesuvio: esplosioni del marzo 1903. ($^1/_{3,5}$ gr. nat.).

prevalentemente compatto-ossidianoidi e quindi molto più pesanti. Tutte sono fratturate, e talvolta queste fratture sono così profonde da dividere quasi il projetto in due parti. Nelle bombe leggere le fratture sono meno profonde ma più numerose e più larghè, di modo che la crosta risulta divisa in tante placche poligonali. Sono questi projetti che il Dr. Johnston-Lavis chiamò

---

(1) Eccezionalmente il Thomas (*op. cit.* p. 6) trovò, tra i prodotti frammentari d'un vulcano riolitico N. Zelanda, numerose bombe di ossidiana con la forma perfetta di uovo.

(2) Vedi la «Relazione» su *le eruzioni dell'isola Vulcano incom. il 3 agosto 1888* ecc. negli Annali dell'Ufficio Centrale di Meteor. e Geodin., vol. X p. IV, 1888, pag. 228-231.

bombe a crosta di pane. Le bombe pesanti sono molto irregolari e fanno passaggio ai projetti lavici informi del n. 2, quelle leggere presentano forme subsferiche o almeno tondeggianti, non mai però così regolari come quelle delle bombe basaltoidi. Tra le bombe pomicee e leggere molte sono schiacciate per l'urto subìto arrivando al suolo (fig. 35). Ciò dimostra che ancora erano, almeno nell'interno, parzialmente pastose. Dalle cose dette segue che la forma subglobulare di queste bombe non è conseguenza della rotazione subìta durante la projezione, ma effetto delle sostanze gasose rimaste imprigionate nell'interno del projetto, le quali, dilatandosi, lo gonfiano e ne ingrandiscono assai le

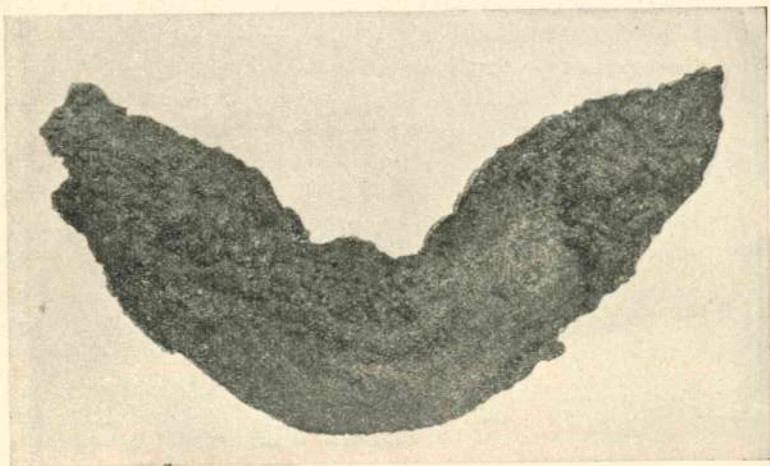



Fig. 34. — Projetto contorto e ripiegato. Vesuvio: marzo 1903. Mostra la crosta scoriacea e la parete compatta interna denudata verso il mezzo. ($^1/_5$ gr. nat. Peso kg. 4).

fratture appena iniziate dal rapido raffreddamento della parte superficiale già solidificata. Io chiamerei questi projetti, *bombe gonfiate*. Altri (Platania, Baratta) li hanno chiamati *bombe squarciate* (fig. 36 e 37).

Nessuna delle bombe recenti di Vulcano appartiene alla categoria *c* (con nucleo), ma quasi sempre presentano inclusi frammenti molto numerosi di una roccia antica (*dolerite*). Sono tutti frammenti a spigoli acuti e per nulla alterati dall'azione del magma includente.

Le bombe andesitiche di Santorino (eruzione 1866-1870),

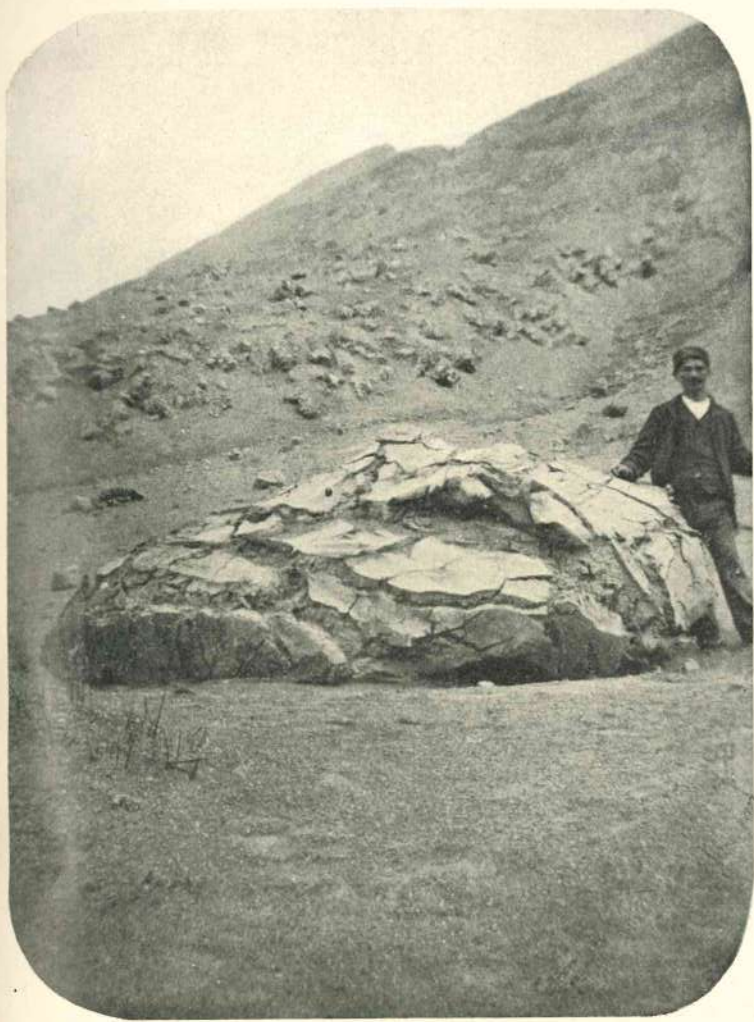



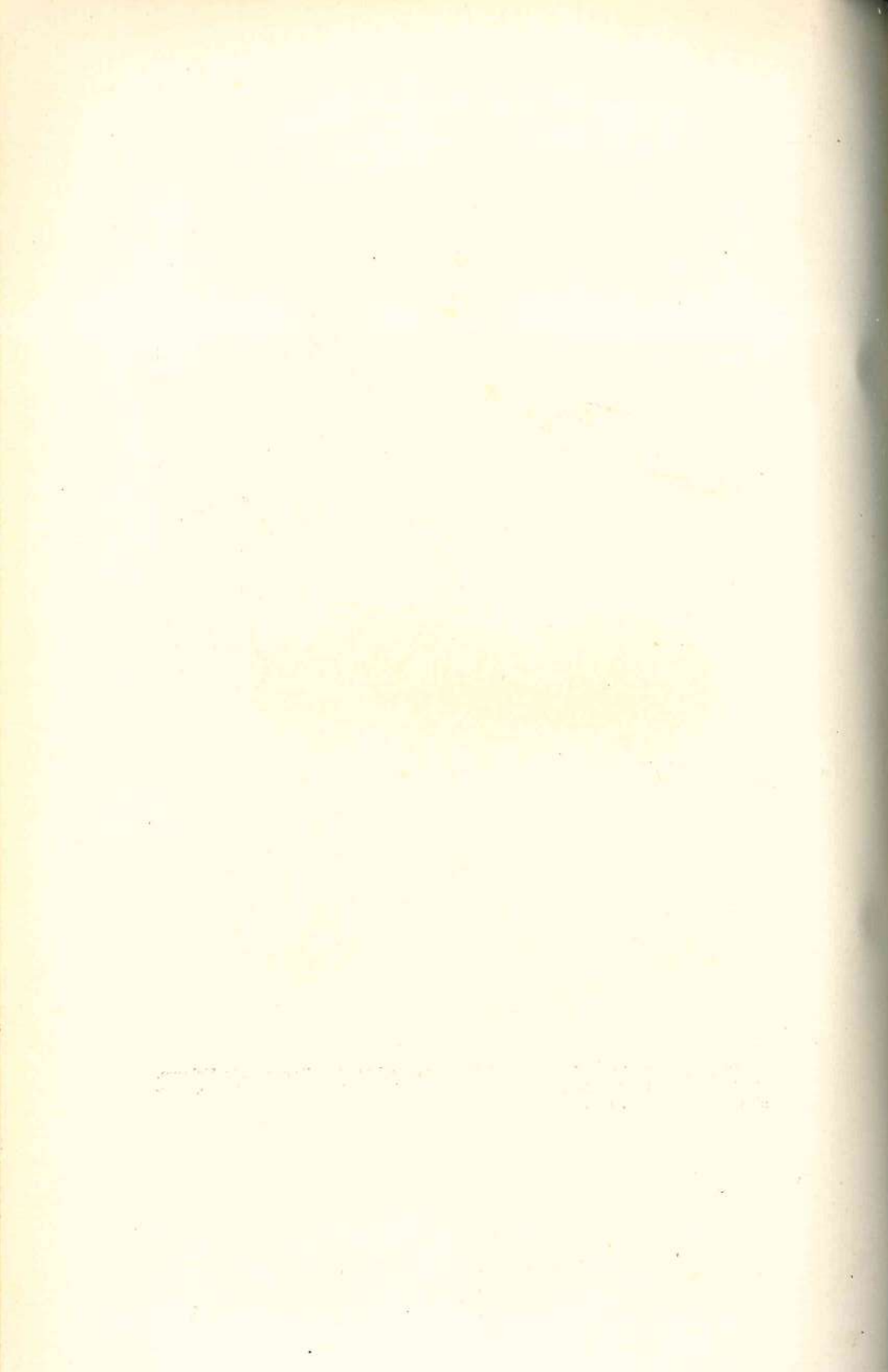
Fig. 35. — Bomba pomiceo-vetrosa infossata profondamente nella cenere. Is. Vulcano, alla base settentrionale della Fossa, presso la colata lavica delle « Pietre Cotte ». Eruzione 1889 (vedi pag. 110).

della montagna Pelée (eruzione 1902) e quelle trachitiche dei crateri spenti di Campana (Campi Flegrei) (fig. 38), sono affatto simili a quelle dell'isola Vulcano. Infine il Lacroix trovò bombe

Fig. 36. — Bomba pomicea leggera, a crosta di pane. Is. Vulcano, eruzione 1889. (Circa 1/4 gr. nat.).

trachitiche di questa forma nei vulcani della Francia centrale (Puy de Dôme et Mt. Dore).

e) *Bombe esplodenti.* — La tensione dei vapori inclusi nelle bombe cave e molto spugnose è talvolta sufficiente per

fare scoppiare con gran rumore il projetto come una granata. Riferisce il prof. Riccò, che nella eruzione sottomarina, avvenuta presso Pantelleria nel 1891, grosse bombe basaltiche aventi

Fig. 37. — Bomba pesante ossidianoide, Is. Vulcano, eruzione 1889. Le macchie biancastre sono inclusi (dolerite). Dimensioni: cm. 45 × 25.

1-2 m.^{3} di volume e cave nell'interno, appena giunte al livello dell'acqua rotavano su sè stesse correndo sulla superficie del mare per la propulsione del vapore, e, dopo qualche minuto, scoppiavano con fracasso lanciando i pezzi all'ingiro. Hamilton

descrive le bombe esplodenti da lui osservate al Vesuvio 1779 nel seguente modo: « Noi osservammo che molte pietre grossissime, dopo essersi alzate ad un'altezza immensa, descrivevano una parabola, lasciando dietro a sè una traccia di fumo bianco... Alcune scoppiavano nell'aria, appunto come le bombe, ed altre, senza essere scoppiate cadevano... Altre si spezzavano imme-

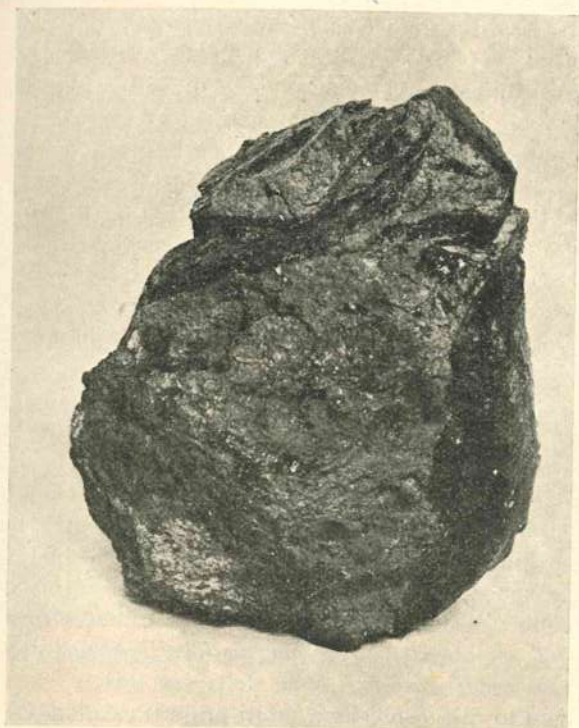



Fig. 38. — Bomba trachitica dei crateri di Campana (Campi Flegrei) (1/4 gr. nat.).

diatamente dopo la loro uscita dal cratere... ». E poco dopo, scrive: « Noi trovammo altresì molti frammenti di quelle bombe vulcaniche, che erano scoppiate nell'aria... Il guscio o l'inviluppo esteriore delle bombe scoppiate, era sempre composto di lava novella, a cui erano ancora attaccati pezzetti di lava antica, ch'era rinchiusa nella nova... » (1).

(1) Hamilton, *Compendio delle Trans. filos* ecc. pag. 215-229. Il Sorrentino (*op.*

6ª *Projetti pesanti fratturati.* — Tra i prodotti delle esplosioni del Vesuvio, trovai molto frequenti dei projetti che risultano da pezzi di magma coevo incandescente nell'interno, ma già solidi totalmente o in gran parte durante la projezione, in modo da non subire nessuna deformazione per effetto della gravità, della rotazione e dell'urto contro il suolo. Presentano sempre numerose spaccature di raffreddamento irregolarmente poligonali. Non possono considerarsi come bombe, perchè non hanno forma regolare e mancano di crosta vetrosa superficiale. Sono rugosi all'esterno, come avviene di molte lave frammentarie in colata. Differiscono dalle scorie p. d. perchè sono compatti, pesanti, e ben cristallizzati. Io proposi di chiamarli *proietti pesanti fratturati* (fig. 39) [1].

7ª *Arene e ceneri vulcaniche.* — Se i detriti lanciati da un vulcano sono molto piccoli, cioè di 1 mm. o poco più di diametro si chiamano *arene,* se ancora più minuti e impalpabili diconsi *ceneri.*

Le arene e le ceneri vulcaniche hanno una doppia origine, cioè: 1° provengono direttamente dal bagno lavico ossia dal magma suddiviso in particelle minutissime per azione dei gas che lo attraversano ovvero dalla crosta scoriacea che si forma sulla parte più superficiale del magma; 2° derivano dalla polverizzazione di lave già consolidate. Le prime sono più ricche di parti pomicee-vetrose, di fili vitrei e di frammenti dei cristalli detti di origine intratellurica, perchè preesistenti nel magma; le seconde sono formate da frammenti molto irregolari e angolosi, nei quali esistono tutti gli elementi ordinari delle lave solidificate [2]. Chiamerò *vetroso-magmatiche* le ceneri della prima categoria, e ceneri *laviche* quelle della seconda.

In seguito alle esplosioni, molti projetti ricadono nella gola del vulcano, altri vi precipitano per effetto dei franamenti, e tutti questi materiali solidi spesso vengono rigettati all'esterno, senza rifusione. Durante queste violente e ripetute projezioni, le parti

---

cit. pag. 117) descrivendo un'eruzione esplosiva vesuviana del 1682 parla delle bombe nell'aere arrotondante, che indi piombate nella voragine orribilmente scoppiavano.

[1] Quando il Vesuvio lancia questi projetti, le guide del Vesuvio dicono che manda «basalti». Vedi la mia nota «*Sulla forma di alcuni prodotti* ecc.» pag. 7-8.

[2] C. W. Gümbel. *Vulkan-Asche des Aetna von 1879*, in N. für Min., Geol., ecc. an 1879. Conclude che la cenere etnea caduta a Messina era formata da lava già solidificata polverizzata.

più friabili del materiale stesso sono ridotte in fina polvere o in minuta arena. Perciò al Vesuvio, le abbondanti emissioni di cenere caratterizzano la fine delle fasi eruttive. Invece, nei vulcani, che si riaprono dopo lunghissimo riposo, la cenere accompagna l'inizio del periodo eruttivo, mentre la gola del vulcano sta sbarazzandosi del materiale che la ostruiva. Infine nei vulcani trachi-andesitici la cenere è sempre più o meno abbondante durante tutto il corso d'una fase esplosiva.

Quando la cenere è più o meno copiosa, il pino vulcanico

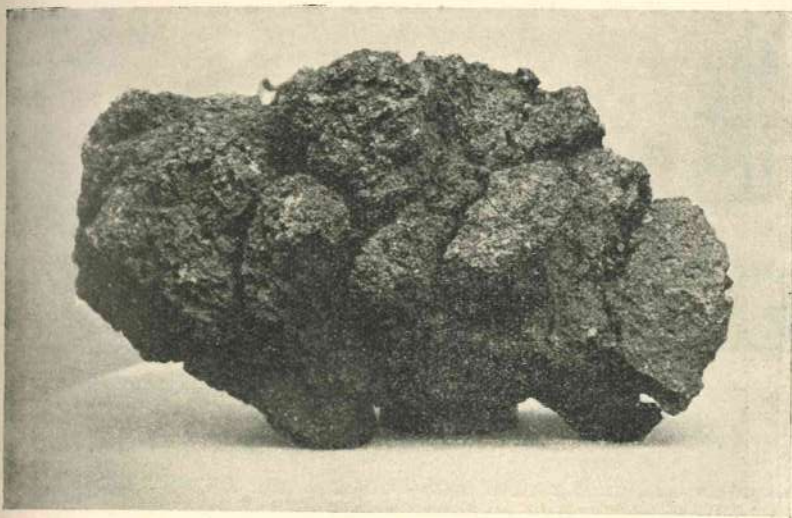



Fig. 39. — Projetto pesante-fratturato. Vesuvio, eruzione marzo 1903. ($^1/_{2,5}$ gr. nat., Peso kg. 2,2.

è denso e di colore bigio-oscuro, e rimane lungamente sospeso nell'aria, se non è disperso da vento molto forte.

La cenere molto fina s'innalza lentamente nell'aria sospinta dalla forza espansiva del vapor acqueo, e, quando questo si raffredda e perde la sua alta tensione, la cenere cade per il proprio peso ovvero è portata dal vento a grandi distanze.

Nell'eruzione vesuviana dello scorso aprile (1906), la cenere fu copiosissima. Il 13 aprile trovai che essa aveva circa 40 cm. di spessore a un chilometro di distanza della base del Gran Cono (fig. 40).

SCARICHE ELETTRICHE. — Spesso nel pino vulcanico guizzano i lampi come in una nube temporalesca. Al Vesuvio, si sono osservati in tutte le grandi eruzioni e vennero per la prima volta descritti con precisione da Plinio il giovine nella seconda lettera a Tacito, dove narra l'eruzione del 79 [1]. Sempre però compajono in modo distinto solo verso la fine dell'eruzione,

Fig. 40. — Vesuvio, 13 aprile 1906 tra l'Osservatorio e la Stazione inferiore della Funicolare. Campo di cenere, e in fondo, piccola «lava di cenere» in movimento. (Fot. P. Stoppani).

quando la cenere è più abbondante, come attesta Palmieri [2] per l'eruzione del 1872; infatti, egli dice che, quando le lave erano già considerevolmente scemate «allora cominciarono in mezzo al fumo a guizzare bellissime folgori, che dall'Osservatorio si

---

[1] «Ab altero latere, *scrive Plinio*, nubes atra et horrenda ignei spiritus tortis vibratisque discursibus rupta, in longas flammarum figuras dehiscebat, *fulgoribus illae et similes et majores erant.*».

[2] Anche nell'eruzione del 1794, il Tata notò che spessissimi baleni con tuoni apparvero quando i getti del cratere si fecero molto neri. Bulifon dice che nell'eruzione del 1698, come già in quella del 1631, recavano grandissimo spavento i baleni lampeg-

vedevano anche di giorno ». Pure nell'eruzione del 1779 il De-Bottis osservò nel fumo del Vesuvio « continui fulmini che apparivano eziandio *di diversi colori* e si distinguevano da vicini villaggi, benchè ci fosse il chiaro lume del sole ». Secondo Hamilton, in questa eruzione si videro baleni in forma di stella, poichè egli scrive: « Oltre il baleno, che somigliava perfettamente il fulmine consueto in istrisce angolari, vi furono molte meteore simili a ciò che s'appella comunemente *stelle erranti* » [1].

Anche all'isola Palma, nel 1677, molti lampi accompagnarono le grandi dejezioni di arene verso la fine dell'eruzione (De Buch). All'Izalco si osservarono folgori nell'eruzione del giugno 1869. Ma le scariche elettriche sono assai più importanti nei vulcani trachitoidi dove le ceneri sono più copiose; per esempio furono cospicue al Coseguina nel 1835, al Krakatoa nel 1883, al Tarawera nel 1886, e all'isola Vulcano nel 1888-1889, dove io ebbi occasione di osservare che lampi, seguìti da tuoni perfettamente simili a quelli dei temporali, ma sempre brevi e secchi, accompagnavano quasi tutte le esplosioni nerastre projettanti molto materiale solido. Per esempio in un sol giorno (14 febbraio 1889) registrai 16 esplosioni accompagnate da forti e ripetute scariche elettriche.

Nelle nubi vulcaniche dense per la gran quantità di cenere della montagna Pelée (1902), erano frequentissimi i lampi a zig-zag e quelli in forma di *stelle scintillanti (star-ligthnings)* e di « *globi di fuoco* » come si vede nella fig. 41 [2].

Già il Breislak aveva osservato che la cenere che cadeva in Napoli nell'eruzione del 1794, era animata d'una forte elettricità, e raccolta sopra una lastra di vetro formava alcune piccole stellette. Analogamente deve attribuirsi allo stato elettrico della cenere il fenomeno descritto da P. Kircher in un famoso opuscolo intitolato « *De prodigiosis crucibus* », in cui dice che, nel 1660, la cenere del Vesuvio cadendo sopra le tele vi formava delle croci, configurazione che non si osservava allorchè si raccoglieva sulla lana.

---

gianti sul fumo del vulcano quando divenne più denso e nero. — Avevo già scritto queste pagine quando avvenne la grande eruzione vesuviana dell'aprile 1906, in cui i fenomeni elettrici molto imponenti accompagnarono, come sempre, la fase ultima dell'eruzione in cui la cenere era estremamente copiosa.

[1] De Bottis, *op. cit.* p. 227. — Hamilton in *Comp. Transaz. filos.* pag. 131.

[2] A. Heilprin. *Mont Pelée and the Tragedy of Martinique*, Philadelphia and London, 1903. L'interessante figura dell'Heilprin è la riproduzione d'un disegno di George Varian.

Quanto all'origine di questa elettricità, il prof. Palmieri ritiene che il rapido elevarsi del vapore acqueo e il suo repentino condensarsi nell'aria elettrizzino positivamente il vapore stesso, mentre le ceneri ricadono cariche di elettricità negativa (1).

Invece al prof. Silvestri pare più probabile che la sorgente

Fig. 41. — Grandi scariche elettriche in una nube vulcanica della montagna Pelée nell'eruzione 26 maggio 1902 (da Heilprin).

principale dell'elettricità vulcanica sia l'attrito violentissimo che il materiale solido minuto subisce durante la projezione (2).

---

(1) Però Monticelli e Covelli affermano che la sabbia che cadeva nell'eruzione vesuviana del 1822 era elettrizzata vitreamente.

(2) In *Annali del R. Ufficio centrale di met. e geol.*, Roma 1888; pag. 215,

Ed io sono pienamente di questo parere; poichè osservai che tanto all'isola Vulcano come al Vesuvio, le scariche elettriche mancano quando la sabbia e la cenere è scarsa, quantunque l'emissione di vapore possa essere abbondantissima. Fa poi notare il prof. Silvestri che, nelle eruzioni di Vulcano, i lampi si vedevano sempre pochi secondi dopo la comparsa del pino, e non si ripetevano più durante il tempo che questo impiegava a svolgersi e innalzarsi nell'atmosfera.

Classificazione delle esplosioni. — Comunemente i vulcanologi distinguono le eruzioni esplosive in *stromboliane* e *pliniane,* chiamando col primo aggettivo tutte quelle moderate, col secondo tutte quelle molto violente. Ma evidentemente questa non è una classificazione razionale, come non sarebbe affatto scientifico dividere gli animali in grandi e piccoli senza badare alla loro diversa struttura interna.

Ho già detto che, riguardo alla intensità o dinamismo, le esplosioni presentano tutti i gradi dal debole al parossismico (pag. 99). Ma due esplosioni egualmente moderate o egualmente forti possono essere diversissime per tutti gli altri caratteri, e quindi non si devono indicare con lo stesso nome. Le esplosioni vulcaniche diversificano tra loro sopratutto per la natura dei prodotti solidi o fluidi che dejettano. E, sotto questo rispetto, io da parecchi anni insisto nelle mie pubblicazioni sulla necessità di distinguere le seguenti categorie di esplosioni vulcaniche, cioè:

1° Stromboliane o hawaiane.
2° Miste.
3° Vulcaniane.
4° Ultravulcaniane.

Chiamo *stromboliane* o hawaiane quelle che dejettano solo materiale piroclastico coevo incandescente e fluido (scorie, bombe, ceneri e arene vetrose provenienti direttamente dal bagno lavico). Avvengono solamente nei vulcani a magma basaltoide, quando questo riempie completamente il condotto vulcanico, si trova in diretta comunicazione coll'atmosfera, e si rende perciò più o meno completamente visibile nella bocca esplodente. Il getto di queste esplosioni di notte è tutto infuocato; di giorno qualche volta appare rossastro, ma di solito è nero alla base e si fa rapidamente biancastro alzandosi nell'aria.

Classica è rimasta nella vulcanologia la descrizione lasciataci delle esplosioni dello Stromboli dallo Spallanzani, il quale visitò questo vulcano nel 1788. Ecco le sue parole: « Il cratere fino a una data altezza è riempiuto di una liquida materia infuocata, emulante il bronzo fuso, e che altro non è se non la squagliata lava, la quale scorgesi agitata da due sensibilissimi moti; l'uno vorticoso, tumultuario, intestino, l'altro all'insu impellente la liquefatta materia, e questo meritava la più esatta attenzione. Essa dunque viene innalzata, quando più, e quando meno rapidamente dentro al cratere, e giunta alla distanza di 25 o 30 piedi dal superior lembo, fa sentire di presente uno scoppio, non dissomigliante a un brevissimo colpo di tuono, e in quel momento una porzione di lava in mille brani divisa con indicibile prestezza, è in alto lanciata con profluvio di fumo, di faville, di arena... Seguìta l'esplosione, la lava dentro al cratere si abbassa, ma d'indi a poco, siccome prima rialzasi, nascono novelli tumori, novelle rotture, e quindi nuove esplosioni. Abbassandosi la lava poco o nulla strepita, ma quando sollevasi, e sopra tutto comincia a dilatarsi in bolle, fa sentire in grande quel rumore, che manda fuori un liquido che bolle dirottamente dentro di un vaso... Il rosso delle maggiori pietre infuocate (che non sono che brani di lava scoriacea) spicca su per l'aria attraverso del lume solare. Diverse urtando insieme si spezzano, il che accade quando si trovano a certa elevatezza; ma in maggior vicinanza al vulcano, invece di rompersi, pel toccamento si conglutinano talvolta in una sola per la qualche liquidità che ritengono. La lava del cratere, o s'alzi o si abbassi, poco fumiga; ma grandemente allorchè scoppia, ed è dalle rotture di lei che scappa il fumo, ma questo quasi del tutto svanisce, finito lo scoppio... Se la grandine delle pietre maggiori e più pesanti ha brevi tregue [1] quelle delle minori e leggere non ne ha pressochè niuna. Se l'occhio non avvisasse donde provengono, si crederebbe che cadesser di cielo, e lo strepito nelle più veementi grandinate analogo a quello del tuono, e l'oscurità del sovrastante nugolone di fumo presentano l'imagine di un temporale » [2].

---

[1] Altrove dice che gli intervalli tra i getti maggiore raramente superavano i tre minuti, quelli minori erano assai più frequenti.

[2] L. Spallanzani, *Viaggi alle Due Sicilie*, Capitolo X.

Tav. XI. — Mokuaweoweo (cratere del M. Loa) visto di notte il 26 aprile 1896. In mezzo, due fontane di lava, in alto la luna piena. (Fot. B. Friedlaender) (vedi pag. 28 e 270).

Lo Spallanzani ritornò di notte all'orlo craterico e riferisce le sue osservazioni con queste parole: « Alla superficie non arde mai di alcuna fiamma sensibile la lava del cratere, neppure quando con fragore dirompon le sue bolle; ma brilla di un lume candente e vivissimo, e io non saprei meglio compararla che al vetro strutto in una fornace avvampante. Da quel fondo poi si spande all'intorno il lume, e levasi alto, or salendo più ora abbassandosi, secondo che si attolle e si deprime la lava. Quel lume su per l'aria ad ogni gettamento di pietre si rende più acceso, accresciutane anche l'intensità dell'affluenza delle scintille, che allora lo accompagnano nate in parte dal polverizzamento di più pezzi di pietre nell'urtarsi tra loro ». Infine, guardando le eruzioni dal mare, dice che « nelle maggiori eruttazioni rompeva dal vulcano, e rapidamente saliva a grande altezza un migliaio e più di pietre arroventate, formanti per l'aria raggi divergenti, e quelli che piovevano sulla pendice, e ruzzolavano al basso, producevano una grandine di scorrente fuoco... ».

Io visitai lo Stromboli in tre epoche diverse, cioè: nel settembre 1888, nel marzo 1889 e nel luglio 1891, e potei constatare che la sua attività non è così monotona e moderata, come comunemente si crede. È vero che abitualmente le sue esplosioni sono simili a quelle viste dallo Spallanzani, ma talvolta più deboli e più rare, altre volte molto più forti e perfino violentissime in modo da incutere grande spavento agli abitanti. È poi inesatto il dire, come molti hanno asserito, che lo Stromboli non dia mai vere colate [1]. E se io posso asserire questo tanto recisamente si è perchè ebbi la fortuna di vedere coi miei occhi, nel marzo 1889, scendere una corrente di lava sul fianco della Sciara del fuoco.

Tanto nel 1889 come nel 1891 le bocche attive dello Stromboli erano diverse e agenti con ritmo molto differente, ma una di esse, in ambedue le circostanze, era piena di magma fluidissimo e dava getti formati assolutamente di sole scorie e così frequenti che si potevano dire continui; poichè succedevansi *a pochi secondi* d'intervallo. Prima che ricadessero le scorie d'una esplosione salivano in alto quelle di un'altra, e si vedeva un getto continuo ossia una vera fontana di fuoco, la cui incande-

[1] St. C. Deville scriveva dello Stromboli: « à la verité il n'a jamais donné de lave ». Compt. Rend. Acad. de Paris t. 45.

scenza era così viva da vedersi in piena luce meridiana. La temperatura doveva essere molto elevata, e ciò spiega perchè non si vedeva fumo nè vapori se non in quantità appena apprezzabile. Ogni 10-12 minuti avvenivano esplosioni molto più forti, ma cogli stessi caratteri. Il rumore indefinibile, che accompagnava le esplosioni, era proporzionato alla loro intensità. Un'altra bocca dava esplosioni più rumorose, a intervalli più lunghi, ma simili per i prodotti.

Queste esplosioni, che per nulla differiscono essenzialmente da quelle osservate dallo Spallanzani, sono per me l'espressione dell'attività *normale* dello Stromboli e perciò le chiameremo *stromboliane*. I prodotti assolutamente predominanti in queste esplosioni sono scorie e projetti pastosi, che cadendo a terra si schiacciano (1), e lapillo formato da piccoli frammenti delle stesse scorie. Tutti questi prodotti sono molto vetrosi e ricchi di aghetti e filamenti simili ai capelli di Pele del Kilauea. La cenere è scarsa o manca nelle esplosioni mediocri; perciò i vapori appaiono biancastri e poco densi. Nelle esplosioni più forti vengono rigettate ceneri e arene in maggior quantità, le quali sono interamente o prevalentemente vetroso-magmatiche (pag. 114).

Parossismi stromboliani ed esplosioni miste. — Ad intervalli irregolari, in generale di parecchi mesi, lo Stromboli interrompe la sua attività con fasi esplosive molto violente, di solito brevissime e improvvise, e che perciò quelli isolani chiamano *scatti* del vulcano. Queste esplosioni sono sempre accompagnate da scosse del suolo sensibili in tutta l'isola e da detonazioni fortissime, udite fino a 40 e più chilometri di distanza (2). Il materiale projettato è ancora formato da scorie incandescenti e fluide, ma vi si associano blocchi e frammenti di lave solide e abbondanti arene e ceneri laviche (pag. 114). In queste esplosioni lapilli e scorie cadono in tutta l'isola e nel mare vicino.

---

(1) Meidert de Roi, che visitò il vulcano di Ternate (Molucche) nel 1686, dice che nell'interno del cratere non vide altro che un « brasier ardent », e, avendo raccolto nelle vicinanze molte pietre lanciate grosse e piccole, soggiunge che sono tutte *piatte* e che quando cadono sono così molli che prendono la forma degli oggetti che incontrano.

(2) Nel 26 giugno 1891 le detonazioni, che accompagnavano le esplosioni dello Stromboli, fecero rompere i vetri delle finestre del Semaforo situato a circa 1 km. e $^3/_4$ dal cratere. Intorno all'attività dello Stromboli, vedi: Riccò e Mercalli, *Sopra il periodo eruttivo dello Stromboli cominciato il 24 giugno 1891*, in Ann. Ufficio Centrale, Meteor. e Geod. di Roma, XI.

Io chiamo *miste* queste esplosioni (vedi fig. 45), nelle quali al materiale piroclastico coevo, si aggiunge in quantità notevole quello formato dalla triturazione di lave vecchie.

Uno di questi parossismi esplosivi dello Stromboli avvenne, per esempio, nel 1822 ed è descritto dal Ferrara con queste parole: « Il vulcano (Stromboli) ha aperto due nuove bocche sul fianco che guarda il mare, dalle quali sono stati eruttati nuvoloni spaventevoli di arene e di pietre infuocate, che dopo di avere ottenebrato l'atmosfera, sono cadute sopra quello spazio intorno... Gli abitanti si sono trovati spesso involti nei neri globi di fumo e di cenere... ma un solo uomo è stato ferito dalle pietre infuocate scagliate in aria con impeto straordinario... Le scorie e le sabbie cadute hanno danneggiato le cisterne dell'isola e i terrazzi... » [1].

Riferisce lo Spallanzani che nel 1744 lo Stromboli eruttò tanta quantità di scorie che formarono una *secca* in mare, presso la Sciarra del Fuoco. A me poi raccontarono persone di Stromboli che verso il 1850 il loro vulcano fece esplosioni violentissime nelle quali una grossa pietra venne lanciata fino a S. Vincenzo, cioè a 2 chilometri e $^1/_2$ dal cratere, dove cadde sopra una casa, traforò il tetto e precipitò nelle stanze sottoposte.

Siccome fu notato che questi parossismi dello Stromboli sono preceduti da un'insolita calma del vulcano, a me pare che tale circostanza faccia ragionevolmente supporre che le loro cause principali siano accidentali ostruzioni del condotto vulcanico, le quali ritardando le eruzioni ordinarie, ne aumentano la forza.

S. C. Deville dice che l'attività dello Stromboli è caratterizzata da un « bouillonnement relativement tranquille de la lave, arrivant au sommet, sans projections violents ». Ma dalle cose dette risulta che questa definizione è inesatta. La vera caratteristica dello Stromboli è solamente la mancanza di quegli arresti completi di attività esplosiva, che si verificano al Vesuvio e all'Etna. E questa continuità di azione dipende probabilmente dalla concomitanza di tre fatti, cioè: 1° la grande fusibilità del magma; 2° la facile penetrazione dell'acqua nel condotto vulcanico, che è per gran parte sommerso; 3° la poca elevatezza della colonna lavica sul livello del mare.

---

[1] F. Ferrara, *Mem. sopra i tremuoti delle Sicilie in marzo 1823*, pag. 48-49.

Esplosioni o parossismi di tipo stromboliano al Vesuvio. — Al Vesuvio spesso continuano per mesi e mesi le esplosioni di solo materiale piroclastico coevo e fluido. Le due ultime più cospicue fasi schiettamente stromboliane a cui ho assistito, sono quelle del maggio-giugno 1895, che precedette immediatamente l'eruzione laterale del 3-5 luglio dello stesso anno, e quella del giugno-agosto 1903, che terminò colle eruzioni laterali del 26-27 di quest'ultimo mese. Queste esplosioni consistevano in alti e compatti getti di scorie incandescenti, quasi senza cenere, come si vede nelle figure 42 e 43 riprodotte da istantanee da me prese stando sull'orlo craterico. Viste a notevole distanza il getto infuocato appariva anche più continuo come una vera fontana di lava.

Esplosioni di questa natura vennero descritte da molti autori vesuviani. Sentiamo, per es., il P. della Torre (1): « Nel giorno stesso (20 gennaio 1755) diede principio il Vesuvio a scagliare in alto mescolate col fumo una quantità di leggere spume infuocate, che davano di notte tempo un molto giocondo spettacolo. Alcune di queste cadevano fuori dell'orlo e rotolavano giù del monte... Salivano così alte che impiegavano otto minuti secondi a ricadere... ». Nella fig. 44 si vede una di queste esplosioni stromboliane forti. La luminosità della lava era tale da impressionare benissimo la lastra fotografica.

Queste esplosioni crescono talvolta a poco a poco di forza senza cambiare gli altri caratteri, ossia danno luogo a un *parossismo stromboliano*, come quello del 23 febbraio 1822, così magistralmente descritto da Monticelli e Covelli (2): « Il monte acceso nella sua cima offriva uno spettacolo grandioso: la colonna di fuoco, che in mezzo ai vorticosi e densi turbini di fumo sorgeva in aria, sembrava un gran fanale agli occhi del volgo, ma veduta da presso mostrava all'osservatore un getto non mai interrotto di pietre projettate con violenza dal focolare vulcanico, le quali cadendo descrivevano curve paraboliche più o meno estese... Imagina che una delle fontane di Piazza S. Pietro in Roma, in cambio di acqua getti pietre ardenti: supponi la fontana migliaia di volte maggiore, ed avrai lo spettacolo dei giuochi di fuoco di questa eruzione... ».

(1) Storia e fenomeni del Vesuvio, pag. 79.

(2) Op. cit. p. 11-12.

Ma il Vesuvio presentò parossismi stromboliani assai più violenti: e il maggiore di tutti quelli ricordati dalla storia, posteriormente al 1631, avvenne nel 1779. La sera dell'8 agosto di quell'anno il getto di materie incandescenti, violentissimo e copiosissimo, formava una colonna infuocata così alta e così viva che, al dire di De Bottis, si rendeva visibile da Montecassino, e perfino da Ceprano e da altri paesi dello Stato Pontificio.

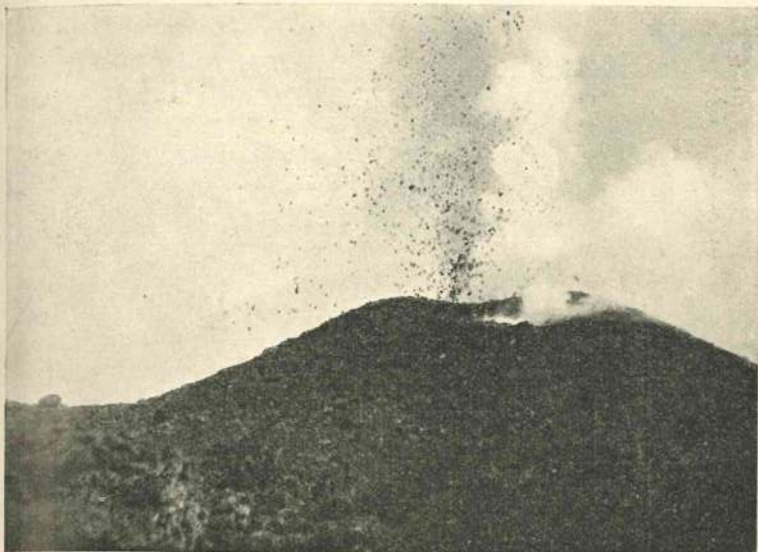



Fig. 42. — Esplosione stromboliana mediocre. Vesuvio 27 luglio 1903. A sinistra, si vede la lava sgorgata alla base del conetto di proiezione. (Fot. dell'Autore).

Conforme è il racconto di Hamilton, il quale scrive: « in un istante un getto di fuoco liquido e trasparente cominciò a sollevarsi e crescere a gradi, e giunse ad un'altezza sì prodigiosa che colpì di stupore e di spavento tutti quelli che ne furono testimonî. Si durerà forse fatica a credermi; ma posso assicurare che... questa colonna di fuoco (che durò in tutta la sua forza circa $^1/_2$ ora) non aveva meno di tre volte l'altezza del Vesuvio... ». Afferma il De Bottis che la luce, che spandeva il vulcano, era sì viva che « qua in Napoli poteasi benissimo leggere anche un minuto carattere »; e racconta Hamilton che un si-

gnore inglese « lesse il frontispizio di un libro al chiarore di questa colonna di fuoco stando a Sorrento » [1].

Molti grossi projetti di 8 a 10 libbre di peso ed alcuni perfino di 100 libbre (Hamilton) oltrepassarono il Somma e caddero presso la città di Ottajano, dove anche la pioggia di lapillo fu pure molto più abbondante che altrove, raggiungendo 4 piedi di spessore. In Ottajano molti tetti furono sfondati, tutte le fine-

Fig. 43. — Esplosione stromboliana debole. Vesuvio: 27 febbraio 1903. Sul fondo del cratere si vedono due conetti d'esplosione concentrici. (Fot. dell'Autore).

stre rivolte verso il Vesuvio infrante, molte persone ferite dai projetti e due colpite mortalmente. Dopo 25 minuti, la tempesta vulcanica cessò tutto ad un tratto. Le pietre giungevano fino ad Ottajano ancora incandescenti; infatti, l'Attumonelli dice che « il terreno tutto di fuoco sembrava » e che in Ottajano 60 case ebbero i tetti infuocati e bruciati [2].

Dice Hamilton che al momento di questo parossismo soffiava vento di sud-ovest ma debole; il quale spiega perchè i vapori

(1) Dr. Bottis, *op. cit* e Hamilton in *Compendio Trans. filos. di Londra*, Venezia 1793.

(2) Attumonelli, *Dell'eruzione del Vesuvio, ecc.*, Napoli, 1779.

e la cenere si diressero specialmente verso nord-est, ma non può certamente spiegare la scarica di pietre (fino di 100 libbre) diretta solamente dalla parte di Ottajano; perciò è necessario ammettere l'obliquità della bocca da cui questi projetti provenivano (pag. 101).

Infine dirò brevemente ciò che io stesso osservai nel parossismo stromboliano presentato dal Vesuvio nel 5-9 maggio 1900. Nelle ore notturne la cima del vulcano splendeva d'una luce vivissima e assolutamente continua, poichè le esplosioni piccole o grandi si succedevano a intervalli di *pochi secondi*. Quelle maggiori avvenivano ogni 2-3 minuti e lanciavano alte colonne di brani di lava incandescente fino a parecchie centinaia di metri sopra l'orlo craterico, il cui rossore si rifletteva, con mirabile effetto nelle acque tranquille del golfo. A circa 15 chilometri di distanza, io vedevo benissimo, con un binoccolo da campagna, le bombe più grosse descrivere maestose parabole e poi ricadere e rotolare sui fianchi esterni del monte. Dopo le esplosioni più forti, le materie infuocate, formavano, sotto l'orlo esterno del cratere, striscie continue di fuoco, che si sarebbero credute piccole colate di lave, se non si fossero subito spente dopo pochi minuti. Spaventevoli boati accompagnavano le esplosioni, ed erano tanto forti da sentirsi distintamente, come il rombo d'un temporale lontano, fino a Napoli e ad Avellino.

Un parossismo stromboliano ancora più violento di questo dal maggio 1900, ma con gli stessi caratteri, si verificò al Vesuvio la sera del 7 aprile 1906 tra le ore 19 e le 23.

In queste esplosioni stromboliane violentissime il Vesuvio dejetta insieme alle scorie leggere e vetrose una grande quantità di blocchi di lava coeva pastosi soltanto alla superficie, e bombe compatte e ben cristallizzate nell'interno e ricoperte esternamente da invoglio scoriaceo relativamente sottile; invece nelle esplosioni pure forti ma non violentissime (giugno 1895, luglio-agosto 1903 ecc.) predominano le scorie informi spumose, le bombe scoriacee in forma di focacce e il lapillo filamentoso. In queste esplosioni le bombe compatte nell'interno non mancano, ma sono rare. Per spiegare queste differenze di forma, bisogna supporre che la colonna lavica, che occupa il condotto centrale del Vesuvio, sia molto spugnosa nella sua parte superiore, invece più compatta a profondità maggiore, per la pressione pure maggiore a cui è sottoposta. Allora si capisce che nelle esplo-

sioni mediocri, in cui viene projettata solo la parte superficiale del magma, i prodotti predominanti siano scorie leggere; invece in quelle più forti, che squarciano la colonna lavica più profondamente, i prodotti siano pezzi di magma più compatto e più ben cristallizzato.

FONTANE DI LAVA E DI SCORIE NEI VULCANI DI HAWAII.

L'espressione più schietta delle esplosioni stromboliane sono le grandi fontane di lava del Mauna Loa. Alla cima di questo vulcano, Coan nella notte del 10 agosto 1872 osservò un'eccelsa colonna di materia incandescente di 2000 piedi d'altezza, e per molti mesi, dal gennaio 1873 all'autunno 1874, vide costantemente da Hilo la brillante luminosità dei getti di lava.

La Tav. XI rappresenta il lago di lava nell'interno del Mokuaweoweo con due fontane di lava di mediocre altezza, ma tanto vive da impressionare nelle ore notturne la lastra fotografica del Dr. Friedlaender.

Veramente splendida (« most glorious » la chiama Coan) è stata la colonna di vapori e di lava che nel 14 febbraio 1877 s'innalzò da 4 a 6 mila piedi sopra il cratere del Mauna Loa.

Le fontane di lava delle bocche laterali sono prodotte dalla pressione idrostatica della colonna lavica che l'innalza nel condotto centrale per mille e più metri al disopra del livello delle bocche stesse di efflusso; invece le grandi fontane di fuoco al cratere terminale sono certamente causate dalla elasticità del vapore acqueo e di altre materie gasose incluse nel magma ad altissima temperatura.

Al Kilauea le esplosioni molto violente sono rarissime; sono invece un fenomeno normale e quasi continuo le piccole fontane di lava e le proiezioni moderate di brandelli di magma, le quali formano per accumulazione nell'interno dell'Halemaumau [1] dei coni di scorie affatto simili a quelli che, con tanta facilità e in modo simile, sorgono entro il cratere del Vesuvio.

ESPLOSIONI MISTE AL VESUVIO. — Durante i prolungati periodi di esplosioni stromboliane, spesso avvengono franamenti

---

[1] L'Halemaumau è il bacino più profondo e più attivo del gran cratere del Kilauea. Nel 1886-89 esisteva nel suo interno un cono di scorie di circa 45 m. di altezza. (DANA, op. cit. pag. 105).

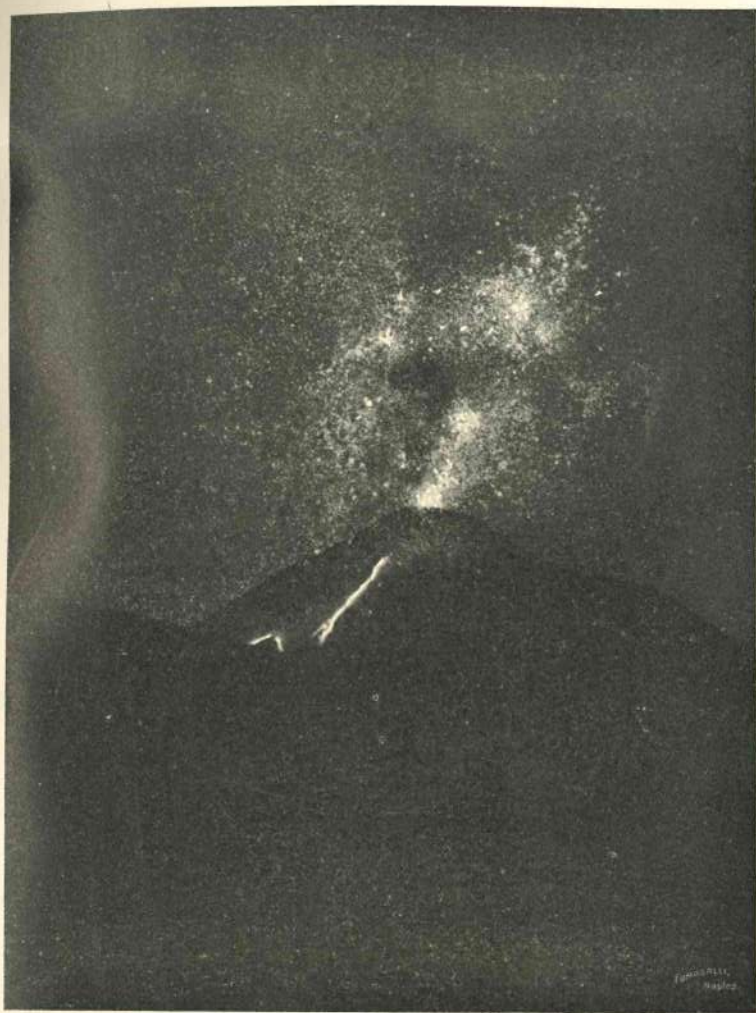
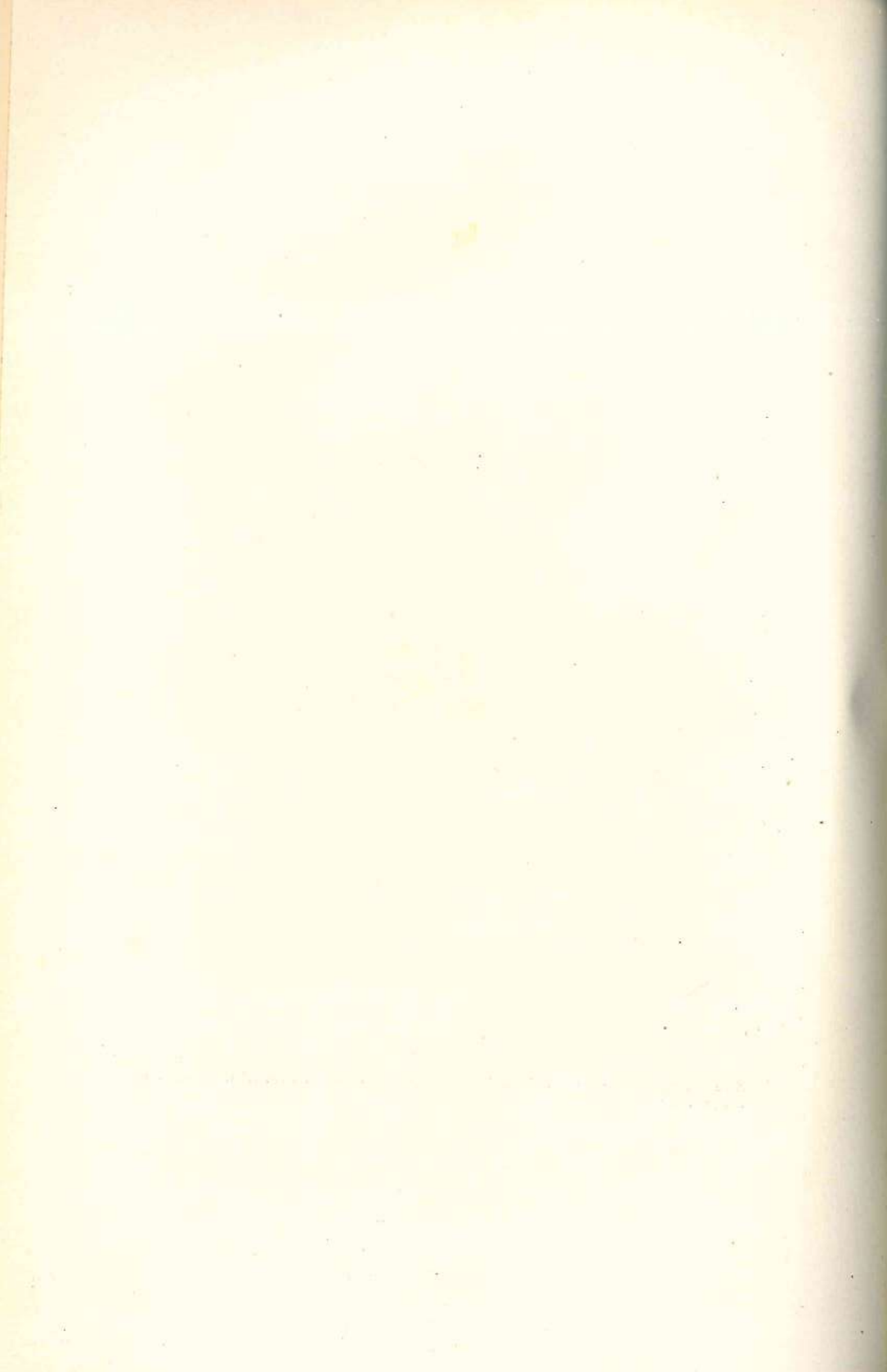



Fig. 44. — Esplosione stromboliana forte vista di notte. Vesuvio agosto 1905. Le strisce bianche sul fianco del Gran Cono sono piccole colate di lava. (Fot. Fumagalli) (vedi pag. 124).

interni del fondo craterico o dei fragili conetti d'eruzione interclusi; allora le esplosioni lanciano, insieme al materiale fluido incandescente, una grande quantità di ceneri, arene, lapillo e proietti di lave non rifuse, ossia prendono i caratteri di esplosioni *miste* (fig. 45). E di questa natura furono pure tutte le grandi esplosioni violentissime, ma sempre di breve durata, che accompagnarono i grandi efflussi lavici vesuviani. Per esempio, furono esplosioni miste quelle che, nell'8 aprile 1906, colpirono Ottajano; perciò i tetti rovinarono, ma non furono incendiati, come era avvenuto nel 1779 (pag. 126).

Nel 26 aprile 1872, il Vesuvio gittava immensi nuvoloni oscuri di vapori densi con molta cenere, lapillo, massi di lave vecchie e conglomerati lavici non rifusi, ma contemporaneamente lanciava scorie e projetti incandescenti (fig. 46).

Quando l'atmosfera è tranquilla, la colonna di fumo di color fosco-cinereo di queste esplosioni s'innalza compatta fino a grande altezza e poi in alto si allarga e si espande in tutte le direzioni a guisa di albero o di ombrello gigantesco, ossia prende la forma del pino vulcanico.

La nube vulcanica prese questa forma caratteristica nella grande esplosione mista avvenuta verso l'una dopo mezzogiorno del 22 ottobre 1822. Il pino, che aveva circa 3000 m. di altezza, in basso presentava forma cilindrica e colore leggermente rossigno; in alto era bigio o biancastro. Nella notte seguente (22-23 ottobre) l'esplosione si ripetè poco meno violenta, ed è descritta da Monticelli e Covelli colle seguenti parole: « Uno scoppio orribile ed una detonazione prolungata cupa e rumoreggiante fu intesa, da fortissimo tremore del suolo accompagnata, e nello stesso istante innalzossi su la vetta del cratere immensa nube di sabbie *accese mescolate alle estinte.* » [1]

Isola Vulcano. — Dovendone parlare frequentemente in questo libro, sarà bene conoscere quest'isola un po' da vicino.

Ha forma alquanto allungata, misurando circa 7500 m. di lunghezza per 6100 m. di larghezza massima (fig. 47). La metà sud dell'isola è formata da un gran cratere spento — detto « cratere del Piano » — aperto a nord, [2] dove sorge il cono

[1] Monticelli e Covelli, *op. cit.* pag. 10-19.

[2] Secondo me, nell'isola Vulcano esistono due recinti antichi uno corrispondente al monte Lentia, l'altro al cratere del Piano. Di più, il monte Saraceno ebbe pure un

attivo chiamato *Fossa di Vulcano*. Nel primo predominano rocce basaltoidi, nella seconda rocce trachitoidi.

La Fossa del Vulcano si apre alla cima di un cono isolato profondamente troncato, che raggiunge la massima altezza di 386 m. sul l. d. m.

Di solito questo cratere è allo stato di solfatara assai più

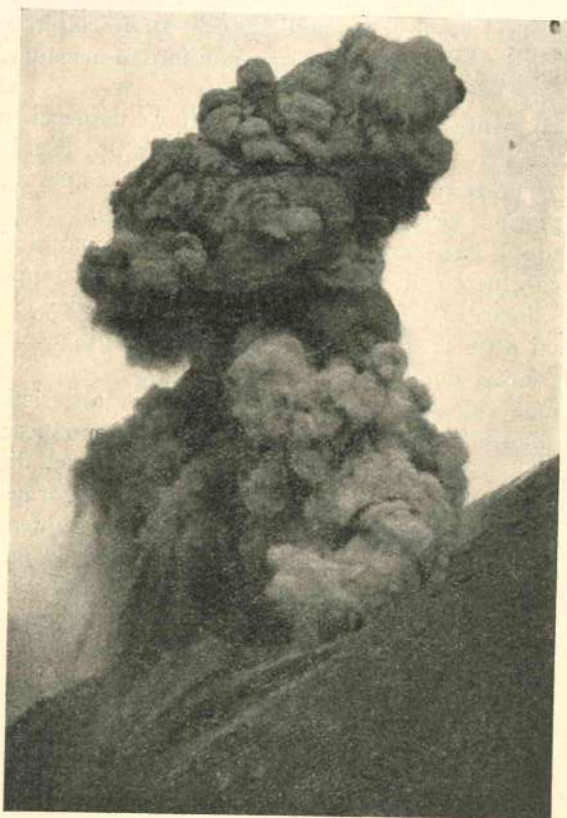



Fig. 45. — Esplosione mista allo Stromboli. 19 aprile 1904. (Fot. H. Cool).

attiva di quello di Pozzuoli. È il solo vulcano che emette acido borico volatilizzato in gran quantità. Appartiene ai vulcani *a*

---

cratere proprio. Quindi io ritengo che l'isola di Vulcano risulti da cinque vulcani dipendenti da uno stesso focolare, ma con assi eruttivi proprî, e sono: Monte Lentìa, Cratere del Piano, Monte Saraceno, Fossa di Vulcano, Vulcanello (G. MERCALLI, Le lave antiche e moderne dell'isola Vulcano, in, *Giornale di Mineral. e Petrogr.*, Pavia, 1892).

lunghe intermittenze. Dopo l'êra volgare, Vulcano ebbe eruzioni, in generale, esplosive negli anni: 144, 1444, 1550, 1626, 1688, 1727, 1731, 1739, 1771 e 1786. Forse piccole eruzioni avvennero anche nel 1812 e nel 1831. Nel 1873, dopo 40 anni di perfetto riposo, si ridestò. Le esplosioni si ripeterono a lunghi intervalli e con intensità crescente, ma sempre moderata, negli anni 1873, 1876, 1876, 1877, 1878, 1879 e 1886. Insieme a cenere fina abbondantissima venivano projettate pietre caldissime, che talvolta nell' oscurità della notte apparivano incandescenti, ma senza tracce di fusione o di bollosità. Anche le esplosioni violentissime del 3-5 agosto 1888 lanciarono enormi massi pietrosi del peso di parecchie tonnellate, ma nessun frammento di lava coeva. Grosse pietre volarono fino alla casa Narlian e fino al porto dove incendiarono le barche.

Fig. 46. — Il Vesuvio visto da Napoli il 26 aprile 1872. Le strisce di vapori bianchi sui fianchi del monte indicano il corso delle lave: in mezzo si alza il pino vulcanico formato da esplosioni miste violentissime. (Fot. Sommer).

Evidentemente, durante queste esplosioni, l'impalcatura del cratere e il materiale vecchio che ostruiva il condotto, vennero lanciati in aria in frantumi. Tra le rocce dejettate predominava un'andesite quarzifera con 77.55 °/₀ di silice. Dopo solo tre giorni la eruzione dell'agosto 1888 parve finita; ma, la mattina del 18 agosto, le esplosioni ricominciarono e continuarono fino al 22 marzo 1890 ossia per 19 mesi consecutivi.

Questa ripresa di altività segnò pure il cambiamento di natura del materiale dejettato; infatti, Vulcano cominciò a lanciare insieme ai framenti di materiale vecchio, quello di recente elaborazione ed erano blocchi informi e angolosi di una roccia andesitica spesso d'aspetto ossidianoide. Si aggiungevano le bombe pomicee leggere (a crosta di pane) e quelle ossidianoidi - pesanti. [1] Durante tutto il 1889 continuò la dejezione di questo

[1] Vedi sopra pag. 109-110.

materiale proveniente dal magma coevo, ma projettato allo stato solido. Solo le bombe a crosta di pane, cadendo a terra, qualche volta si deformavano senza frantumarsi. In generale, però, succedeva il contrario. Le scorie lanciate allo stato completamente pastoso mancarono sempre; e anche le bombe non erano

Fig. 47. — Pianta topografica dell'isola Vulcano, secondo la carta dello Stato Maggiore italiano. Scala 1 : 75000.

mai contorte e non presentavano quella rimboccatura della falda lavica involgente tanto caratteristica delle bombe balsatoidi.

La cenere, l'arena e il minuto lapillo furono sempre abbondantissimi in tutto il lungo periodo eruttivo.

Il quadro di queste esplosioni di Vulcano era ben diverso da quello delle esplosioni stromboliane. Le più forti cominciavano con un pino assolutamente nero di giorno, terminato a

Tav. XII. — Cratere dell'isola Vulcano: tipo di esplosioni vulcaniane. (Fot. A. Silvestri) (vedi pag. 133).

punta, che si alzava rapidissimo, come una freccia, raggiungendo in pochi secondi parecchie centinaia di metri d'altezza, mentre dai suoi fianchi e dalla cima partivano strisce nere di massi e di fini detriti. Spesso massi neri, molto voluminosi, salivano più in alto sopra la nube vulcanica (vedi Tav. XII), nella quale guizzavano i lampi seguiti da tuoni secchi, brevi, ben diversi dal boato che accompagnava il principio dell'esplosione. Poi il pino si allargava in densi globi e volute, alzandosi fino a 3-4 chilometri di altezza (Tav. XIV), diventando grigio, poi biancastro, mano a mano che si scaricava dai materiali solidi più o meno pesanti, ritenendo invece lungamente sospesa la fina cenere, che dava al vapore acqueo l'aspetto di grandi globi di bambagia.

Nelle esplosioni meno forti mancavano i grossi projetti, e il getto consisteva in una massa bigia, densa, carica di lapilli, arena e cenere che si alzava lentamente prendendo la forma di un gran cavolfiore o di un fungo gigantesco (fig. 48).

Dopo un'eruzione forte ne seguivano subito due, tre, molte minori, in modo che si potevano considerare come una esplosione unica, alimentata da nuovi sgorghi, per 10 - 12 minuti primi. Dopo seguivano riposi perfetti, varianti da 5 - 6 minuti primi, fino ad un'ora ed anche più, durante i quali uscivano solo pochi vapori dal fondo craterico e talvolta perfino questi mancavano come io verificai il 18 marzo (1899), quando, nell'intervallo tra due forti eruzioni, potei affacciarmi per qualche minuto all'orlo del cratere. — Ci furono anche riposi perdurati giornate intere ed uno di 10 giorni. Verso la fine del periodo eruttivo, cioè il 26 dicembre 1889 e il 15 marzo 1890, vi furono due esplosioni violentissime nelle quali projetti molto voluminosi vennero lanciati fino a 1400 m. di distanza ed il lapillo, grosso come ceci, arrivò fino a Lipari.

In queste esplosioni più violente di tutte Vulcano non dejettò bombe, ma projetti massicci e informi, di materiale recente già solidificato. Presso l'orlo del cratere vidi uno di questi avente circa 45 m³. di volume, quindi un peso di oltre 100 tonnellate.

Durante tutto il periodo l'incandescenza del materiale eruttato appariva soltanto nelle ore notturne.

Non avvennero terremoti sensibili e generalmente avvertiti: tutte le esplosioni forti erano precedute od accompagnate da tremiti del suolo, ma avvertiti solamente presso il cratere.

I boati furono molto forti e frequenti nei primi mesi del periodo eruttivo; mancarono nei mesi di gennaio - febbraio -

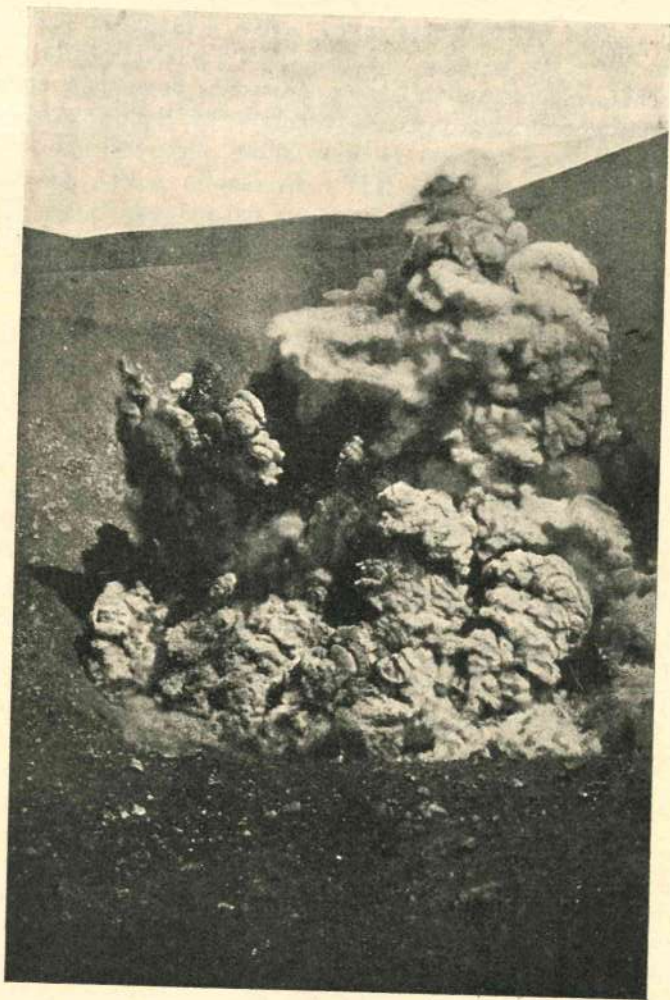



Fig. 48. — Un'esplosione vulcaniana debole, vista nell' interno del cratere. (Fotog. Dr. Johnston-Lavis).

marzo quando la comunicazione del magma con l'atmosfera fu più libera, e ritornarono forti negli ultimi mesi di attività.

Dopo la grande esplosione del 15 marzo 1890, quando il

vulcano si sbarazzò di un'immensa quantità di materiale ostruente, continuarono le esplosioni, con forza regolarmente decrescente per soli 7 giorni e poi seguì calma perfetta per due mesi; avvennero poche esplosioni nel 17 maggio, e poi di nuovo calma, che continua ancora al presente (1906).

Nell'interno dell'ampio cratere di Vulcano, durante questo lungo poriodo esplosivo, non si formò nessun conetto di eruzione intercluso, ma la gran voragine si riempì per più di $^2/_3$ col materiale ricadutovi.

Esplosioni vulcaniane. — Riassumendo i fatti ricordati nel paragrafo precedente, dirò che a Vulcano avvennero due categorie di esplosioni, cioè:

a) esplosioni di materiale vecchio (1873 - 1886 ed agosto 3 - 5 1888) che dirò *ultravulcaniane*;

b) esplosioni di materiale *trachi - andesitico* di recente elaborazione (1888 settembre - 1890 marzo), che dirò *vulcaniane* propriamente dette.

I caratteri comuni di queste esplosioni sono i seguenti:

1.° Avvengono quando il magma lavico fluido non è in immediata comunicazione coll'atmosfera, poichè la bocca esplodente negli intervalli tra due esplosioni è più o meno ostruita dai materiali solidi ricaduti nelle esplosioni precedenti e non rifusi, o dal magma lavico stesso parzialmente solidificato nella gola del Vulcano:

2.° Talvolta i riposi tra due esplosioni sono così perfetti che dalla bocca esplodente non emanano neppure vapori:

3.° Emettono grande quantità di vapore acqueo, che appare denso e nerastro o almeno bigio- oscuro, perchè sempre accompagnato da cenere abbondante, da minuti detriti (arene e lapillo pesante) e da projetti di lave solidificate: si aggiungono bombe, fluide nell'interno, ma già solide all'esterno durante la projezione.

4.° Tra i prodotti di queste esplosioni, mancano le scorie pastose, proteiformi, il lapillo filiforme, la cenere magmatico - vetrosa, le bombe ellissoidali - contorte, ecc.

5.° Il fumo denso si alza lentamente sopra la bocca esplodente, prendendo la forma caratteristica d'un gran cavolfiore [1]

[1] Forster (*Journal de Rozier, 1779)* descrivendo le eruzioni di copiosa cenere, e arena, che presentava il Tanna (N. Ebridi) nel 1774 dice, che le colonne di fumo

o d'un fungo gigantesco; mantiene il colore bigio-scuro e talvolta nerastro, anche a grandi altezze [1] e rimane lungamente sospeso nell'aria, conservando la propria forma, quando non sia disperso da forte vento:

6.° Sono accompagnate da forti e frequenti scariche elettriche (pag. 116).

7.° Il materiale di queste esplosioni è, in generale, meno luminoso di quello delle stromboliane, non perchè abbia una temperatura inferiore, ma perchè viene all'esterno già parzialmente solidificato alla superficie.

Il Silvestri nel 1888 [2] avvertiva giustamente che le eruzioni cominciate a Vulcano il 3 agosto di quell'anno, non si potevano assimilare nè a quelle stromboliane, nè a quelle pliniane nel senso che comunemente i vulcanologi danno a questi nomi, e perciò proponeva che si assumessero come tipo di un terzo modo di attività eruttiva, detta «fase vulcaniana».

Io, avendo osservato recentemente che all'Etna e al Vesuvio possono avvenire da bocche distinte, ma contemporaneamente attive, esplosioni simili a quelle normali per lo Stromboli e normali per Vulcano, ho trovato necessario di usare quest'aggettivo «vulcaniana» non solo per indicare una *fase di attività*, ma pure per specificare una serie di esplosioni che presentano i caratteri sopra indicati. S'intende che, se un vulcano presenta solamente esplosioni vulcaniane, lo diremo in *fase vulcaniana*, e se un vulcano ha sempre presentato storicamente solo fasi vulcaniane, lo chiameremo vulcano a *tipo vulcaniano*.

In altre parole, io ho cercato, nelle mie recenti pubblicazioni [3], di precisare meglio e di generalizzare maggiormente la nomenclatura proposta dal Silvestri nel 1888.

A me pare evidente che i vulcani trachi-andesitici devono dare sempre *esplosioni vulcaniane*, ossia non possono presentare projezioni schiettamente stromboliane, nel senso ch'io ho dato

---

«...prirent une surface et un contour qui ressemblaient beaucoup à ceux d'un grand *choufleur*».

[1] Il P. Giov. Della Torre così descrive le esplosioni del Vesuvio del 19 ottobre 1767: «mandava in alto un nero densissimo fumo, che formava in aria una assai vasta e altissima colonna come di *tante nubi dense, nere, soprapposte e compresse*». (*Incendio del Vesuvio, accad. li 19 ottobre 1767*, pag. XV).

[2] O. Silvestri, *Etna, Sicilia e Isole vulcaniche adjacenti* ecc. Catania, 1888.

[3] G. Mercalli, *Notizie vesuviane luglio-dic. 1900*, pag. 13-15; e *Le antiche eruzioni della montagna Pelée*, pag. 9.

sopra a questa parola; poiche il loro magma fonde a troppo alta temperatura e non può rimanere fluido neppure per breve tempo in contatto con l'atmosfera.

Nelle recenti eruzioni del Tarawera (pag. 36), di St. Vincent e della montagna Pelée si succedettero, precisamente come all'isola Vulcano, prima esplosioni di materiale vecchio (ultravulcaniane), poi di materiale di recente formazione (vulcaniane p. d.)

Esplosioni vulcaniane o semi-vulcaniane al Vesuvio. I vulcani a magma basaltico presentano *normalmente* esplosioni del tipo stromboliano, ma in circostanze speciali possono dare esplosioni di tipo intermedio (semi-vulcaniano) e più raramente esplosioni schiettamente vulcaniane, e ciò può avvenire:

1.° Dopo importanti sprofondamenti nel condotto centrale in seguito a forti efflussi lavici;

2.° Alla fine di violente fasi stromboliane, quando i materiali ricaduti, e non rifusi, per abbassamento della colonna lavica, ostruiscono più o meno completamente la gola del vulcano;

3.° In seguito a un decremento di temperatura, che si verifichi nel focolare vulcanico.

L'evoluzione delle esplosioni dal tipo stromboliano a quello vulcaniano al Vesuvio, venne chiaramente rilevata anche da molti antichi scrittori vesuviani. Per esempio. Il Tata, nella descrizione dell'eruzione del 1794, nota che, dopo cominciato lo sgorgo della lava, « si vide mirabilmente *cessare la fiamma nel vertice del cono*, e succedere a questa una esplosione orribile di materia nericcia, che, con un moto violento e vorticoso, s'innalzava verticalmente assai più che non è l'altezza del monte stesso... Questa esplosione fu sempre accompagnata da spessissimi baleni con tuoni e fulmini... » [1]. Più ancora interessanti sono le osservazioni di Breislak a proposito della stessa eruzione. Egli, dopo aver detto che dal 16 giugno fino al 5 luglio le eruzioni non erano mai cessate alla bocca del Vesuvio, soggiunge: « Esse però avevano un carattere diverso da quello che suole ravvisarsi negli ordinari getti, che rassomigliano ad una copiosa sortita di razzi. Si vede a uscire dalla cima del cono una densa nuvola in forma di globo, la di cui superfice era

---

[1] Tata, *Relazione dell'ultima eruzione del Vesuvio (1794)*, p. 15.

granulata, come appunto d'un *cavolfiore*, ed a misura che s'andava sollevando sembrava gonfiarsi e dilatarsi... » [1]

Forti esplosioni « senza fuoco » e « senza roventi sassi » sono ricordate dal Sorrentino nell'anno 1724, e da Monticelli nel 1813 e nel 1822. [2] Riporterò alcune parole di quest'ultimo, perchè descrivono con precisione scientifica una violentissima esplosione *oscura* avvenuta la sera del 26 dicembre 1813. « Rivolgemmo tutti frettolosi il piede e lo sguardo al Vesuvio, e con sorpresa sul vertice del cono altro non vedemmo che un immenso nuvolone di nero fumo, che a grossi vortici innalzavasi dalla nuova bocca *senza fiamma e senza splendore*... Dalle 9 $^1/_2$ di quella sera, altro il Vesuvio non fece che innalzare al cielo immensi globi di fumo *nero* e denso... ».

Recentemente osservai fasi vulcaniane o semi - vulcaniane al Vesuvio nel maggio (dopo il 13) 1900, verso la fine dell'aprile 1903, nel 28-30 settembre 1904, dell'8 al 15 aprile 1906 ecc. La fig. 49 rappresenta una di queste esplosioni, e se si confronta con le fig. 42 e 44, sarà facile rilevare la grande diversità tra le due categorie di esplosioni.

Alle epoche indicate avvenivano esplosioni forti, il cui getto appariva di notte scarsamente illuminato o del tutto oscuro. I loro prodotti erano cenere e arene copiose, lapillo pesante, projetti informi di lave solide (pag. 114). Varie volte (per es., il 27 aprile 1903) ho potuto affacciarmi all'orlo craterico nei pochi minuti d'intervallo tra due esplosioni [3], e vidi il fondo craterico perfettamente chiuso, che non emanava neppure vapori, precisamente come avevo osservato nel marzo 1889 nell'interno del cratere di Vulcano.

Esplosioni vulcaniane in altri vulcani. — Tra i vulcani trachi-andesitici che in epoca recente presentarono fasi esplosive vulcaniane citerò i seguenti:

Santorino negli anni 1866 - 1870

(1) Breislak e Winspeare, *Mem. sull'eruz. del Vesuvio accaduta la sera del 15 giugno 1794*, p. 39.

(2) Sorrentino, *op. cit.* p. 193; Monticelli, *Descrizione dell'eruzione del Vesuvio avven. il 25 e 26 dic. 1813*, pag. 27-28; Monticelli e Covelli *op. cit.* p. 77.

(3) Le guide del Vesuvio chiamano i getti di queste esplosioni « pini di basalti » e sanno benissimo come esse siano molto più pericolose di quelle stromboliane per chi si avvicina al cratere.

Calbuco (Chilì) nel 1893
Puracé (Quito) nel 1849 e nel 1869 [1]
Te Mari (N. Zelanda) nel 1892 e 1896

Fig. 49. — Esplosione vulcaniana forte. Vesuvio, 28 settembre 1904: dall'Atrio del Cavallo. La cenere era portata dal vento verso nord fino ad Avellino. (Fot. dell'Autore).

Gountour (Giava) nel 1836 e 1843
Pelée della Martinica e Soufrière di St. Vincent nel 1902.
A Santorino il magma lavico è andesitico con 67 % di

[1] Rojas, *El Puracé*, 1870.

silice: le esplosioni davano sempre alte colonne a cavolfiore [1] di fumo denso bigio-oscuro carico di cenere lavica, di lapillo e di bombe a crosta di pane, pomicee nell'interno, affatto simili a quella di Vulcano: i projetti erano incandescenti, ma già solidi almeno nella parte corticale.

Il Calbuco [2] ebbe nel 1903 un lungo periodo esplosivo senza lave, durante il quale le ceneri andesitiche arrivarono a a 120 chilom. di distanza. La nube vulcanica con la forma caratteristica a cavolfiore era accompagnata da scariche elettriche.

Il Te Mari [3] è un cratere laterale in forma di pozzo scavato a 1700 m. d'altezza sul fianco N. E. del Tongariro (1981 m.). Nel 1892 Hill lo trovò in attività esplosiva, lanciando vapori, fango e piccole pietre. Nel 1896 la sua attività era anche più forte come sappiamo dal dr. B. Friedlaender che lo visitò in dicembre. Le esplosioni erano molto simili a quelle di Vulcano. A lunghi intervalli dava esplosioni con projetti incandescenti, ma non fluidi. Le esplosioni minori (Tav. XIII) dejettavano solo lapillo e cenere. Nelle alte colonne di fumo denso si vedevano scariche elettriche.

Al Gountour, che significa « tonante », un'eruzione esplosiva del 26 novembre 1836 durò solo tre ore, ma cagionò grandi danni per la spaventevole quantità di sabbia e di grosse pietre lanciate. Un'altra simile e non meno violenta avvenne nel 4 gennaio 1843.

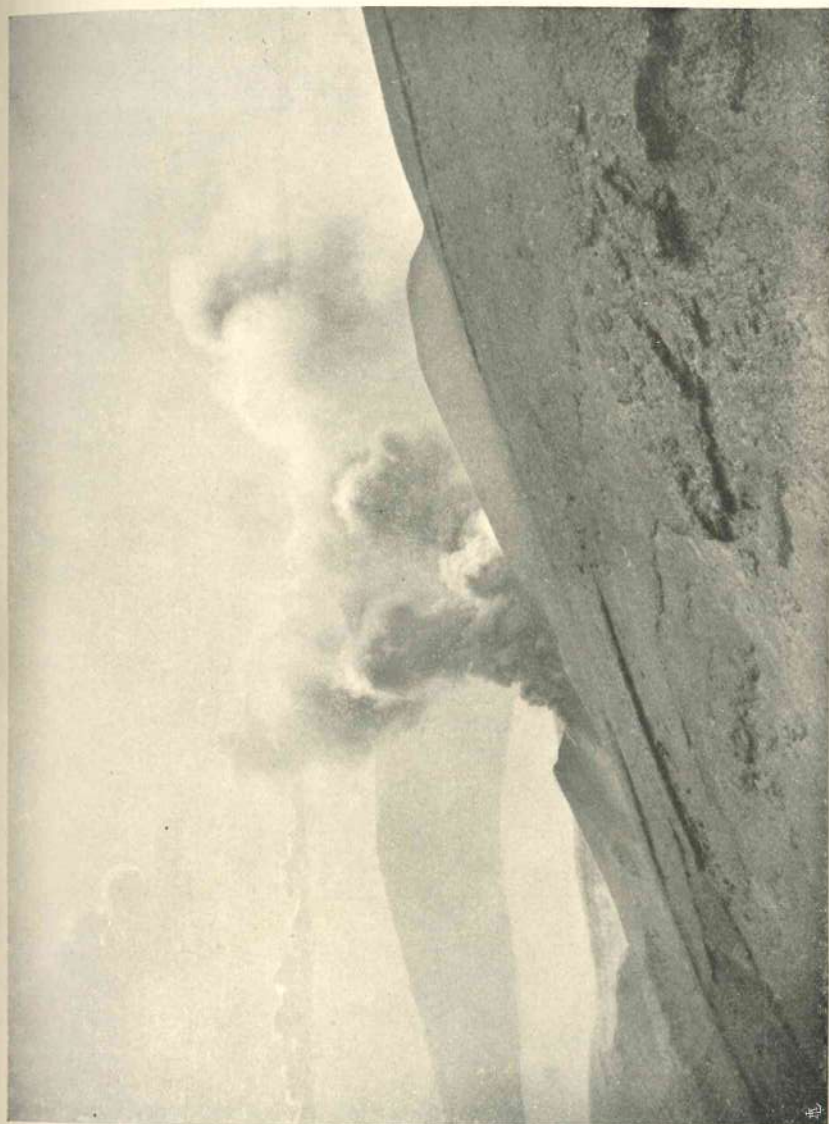
Ho già accennato alle recenti eruzioni della montagna Pelée (vedi pag. 101), ma ne riparlerò più avanti, poichè io credo che il fenomeno principale, che cagionò tanti disastri nel 1902, non sia stato di natura solo esplosiva (vedi Cap. III, art. 7°).

Eruzioni pliniane. — Chiameremo *pliniane* le eruzioni esplosive di straordinaria violenza (parossismi esplosivi), prendendo per tipo l'eruzione vesuviana del 79 dell'era volgare, descritta da Plinio il giovine in due lettere scritte a Tacito per narrargli la morte di suo zio, il grande naturalista.

---

(1) F. Fouqué dice che gli abitanti di Santorino danno il nome di *conopidi* a questi getti di fumo a cavolfiore, e così ne parla: « Les amas de cendres et de vapeurs présentant l'apparence d'une masse composée de boules nuageuses de couleur foncée, ont reçu des habitants du Théra le nom de κουνουπίδιον, chou-fleure ». (*Santorin et ses éruptions*, p. 66).

(2) Ficher, *Erupcion del volcan Calbuco*, Santiago del Chile, 1893. Noguès, *Éruption du volcan Calbuco*, Comp. Rend. Acad. de France t. 118.

(3) H. Hill, *The eruption of Te Mari*, 1892; B. Friedlaender *op. cit.*

Tav. XIII. — Esplosione vulcaniana debole del Te Mari (N. Zelanda) (vedi pag. 140).

Sappiamo dalla storia che, al principio dell'êra volgare, il Vesuvio (attuale Monte di Somma) era creduto un vulcano estinto, poichè da tempo immemorabile non presentava eruzioni. Ma nel 79 di C., dopo forti terremoti [1] cominciati 16 anni prima (nel 63), si risvegliò con una violentissima eruzione esplosiva. La smisurata colonna di fumo nerastro, che Plinio paragonò ad un pino gigantesco, era attraversata da molte folgori e lanciava cenere calda, pomici e pietre nere. Le lave fluenti mancarono interamente o furono di poca importanza, invece intere città, come Pompei, Ercolano e Stabia vennero distrutte dalla grande quantità di materie detritiche. Infatti sopra Pompei si accumularono prima 3 metri circa di piccole pomici bianchiccie, grosse fino ad una noce, miste a frammenti di lave e di calcari di vario colore; poi, al di sopra, altri due o tre metri di cenere spesso pisolitica, alternata con fanghi e con qualche straterello di lapillo. Ad Ercolano il lapillo è più scarso e più abbondante l'arena e la cenere, le quali per la loro finezza e per azione dell'acqua filtrante si cementarono in modo da formare un tufo compatto, creduto erroneamente lava [2].

La distruzione di Pompei ed Ercolano non fu istantanea, come quella di St. Pierre (vedi art. 7°), ma avvenne a poco a poco per la pioggia insistente di detriti e per torrenti fangosi, scesi dal monte, sicchè la maggior parte degli abitanti ebbe tempo di fuggire, e perirono soltanto quelli che, credendo di mettersi in salvo, si chiusero nei sotterranei e nelle cantine.

Infatti Plinio, il giovine, dopo aver detto che suo zio si era ritirato in una casa di Stabia, per riposare, soggiunge: « Ma nel cortile per cui si andava a quell'appartamento si era per tal guisa ammonticchiata la cenere, mista alle pietre, che per poco ch'ei si fosse fermato nella stanza, non avria più potuto uscirne ».

---

[1] Il più forte di questi terremoti è ricordato da Seneca ed avvenne il 5 febbraio 63. Per esso rovinarono molti edifizi a Pompei, Ercolano e Nocera. Per molti giorni prima dell'eruzione i terremoti si rinnovarono, e raddoppiarono di frequenza nella notte immediatamente precedente.

[2] Vere lave corsero al disopra di Ercolano nel 1631. — Lo spessore della roccia che ricopre attualmente Ercolano, varia da 21 a 34 m. (Hamilton), mentre a Pompei è in generale di 10 m.

Durante l'eruzione del 79, soffiava vento di nord-ovest; perciò la cenere e le pomici vennero portate in gran copia a sud e ad est, e secondo Johnston-Lavis, arrivarono fino sulla cima del monte St. Angelo. Così s'intende perchè i paesi che erano a nord e ad ovest del monte non soffrirono molto.

I terremoti continuarono anche durante l'eruzione. Il monte venne sventrato « ruinâque montis » (Plinio), come sempre avviene nelle grandi eruzioni esplosive, che demoliscono la montagna vulcanica. Più di 100 anni dopo (al principio del secolo III) Dione Cassio descrive il Vesuvio come un grande anfiteatro cavo nel mezzo.

Le eruzioni pliniane hanno i seguenti caratteri:

1° sono precedute da lunghi riposi e da forti terremoti;

2° sono esplosive e di estrema violenza;

3° presentano parossismi sempre di breve durata, ma spesso preceduti o seguiti da un periodo più o meno lungo da esplosioni di moderata intensità;

4° i loro prodotti sono prevalentemente materiali solidi, come quelli delle esplosioni vulcaniane;

5° abbassano la montagna vulcanica e ne ingrandiscono il cratere;

6° raramente sono seguite da lave fluenti: più spesso da valanghe di detriti o da lave di fango.

Le più importanti eruzioni pliniane sono quelle sopra ricordate a proposito dei vulcani quiescenti (pag. 91).

Tre di queste eruzioni meritano un cenno speciale per la loro straordinaria violenza, e sono quelle del Coseguina, del Tambora e del Krakatoa.

Eruzione del Tambora. — È un vulcano di 2756 m. di altezza e sorge isolato in una penisola dell'isola Sumbava (arcipelago della Sonda). Si credeva estinto, ma nel 1814 cominciò a lanciare cenere sui battelli che passavano vicino alla costa; e un parossismo esplosivo ebbe principio il 5 aprile del 1815. Le esplosioni si succedevano a intervalli di $^1/_4$ d'ora e andarono crescendo d'intensità fino al 10 aprile, nel quale raggiunsero la massima violenza. Verso le 7 pom. di questo giorno il materiale projettato era tutto incandescente, e si videro altissime colonne infuocate elevarsi sul cratere, mentre numerose correnti di blocchi incandescenti discendevano da ogni parte sul fianco della montagna, sicchè questa parve tutta coperta di fuoco [1]. Le

[1] Pare che il Zollinger (*Besteigung des Vulkans Tambora*, Winterthur, 1855) parli di colate di lava, perchè scrive « Im Augenblick darauf war der ganze Berg eine Masse glühender Lava, die nach allen Seiten *herabströmte* ». Ma appunto perchè le correnti scendevano *da ogni parte*, si deve ritenere che si trattasse non di vere colate ma di massi e scorie projettate in tanta copia da simulare correnti.

esplosioni continuarono con intensità decrescente e con masse di fumo nero (vulcaniane) fino al 15 luglio.

La sera del 10 aprile un'ondata di mare, alta 3 m. e $^1/_2$, si gettò sopra l'isola arrecando grandi disastri: dopo 3 minuti il mare aveva ripreso il suo livello primitivo.

La quantità di detriti dejettati dal Tambora è veramente enorme, poichè secondo i calcoli di Junghun e di Verbeek ascende a 150 km.^{3}; sicchè basterebbero 5 di queste eruzioni per costruire una montagna più grande dell'Etna. Molte case crollarono sotto il peso dei materiali caduti dall'alto. In tutte le isole della piccola Sonda, è ricordata ancora oggidì la data memorabile del 10 aprile 1815 col nome di « notte della cenere ».

La montagna, che prima dell'eruzione aveva circa 4000 m. d'altezza, dopo si trovò inferiore a 2800 m., e alla sua cima si formò una voragine, una grande « caldeira » di 25 chilometri di circuito e di 130 m. di profondità.

Per questa eruzione perirono 10.000 persone, e altre 37.000 morirono per la carestia e le malattie (1) che ne seguirono.

Eruzione del Coseguina. — Un'eruzione esplosiva violentissima avvenne al Coseguina (nel Nicaragua) nel 1835, dopo 25 anni di riposo di questo vulcano.

Nel 19 gennaio si sentirono scosse di terremoto alla base del vulcano; nel 20 cominciarono le esplosioni e nel 21 si sentì un terremoto più forte. Le quantità di cenere e di arene dejettate erano tante da cagionare oscurità quasi completa, per 43 ore consecutive, a La Union, cioè a 60 chilom. di distanza. Nelle vicinanze del vulcano, « la chaleur devint insopportable, et les cendres aveuglant gens et bêtes et s'introduisant dans l'appareil respiratoir, en firent périr beaucoup... On ne pouvait respirer, et de violents maux de tête arrachaient des cris de douleur aux femmes... Les animaux féroces et sauvages... venaient, pour ainsi dire se mettre sous la protection de l'homme... » (2).

Alla distanza di 1100 miglia dal vulcano un bastimento trovò il mare per molte miglia ricoperto di pomici galleggianti.

Secondo i calcoli di E. Reclus e Radau, il volume dei detriti lanciati dal Coseguina si può stimare di 50 km^3.

(1) Zollinger (op. cit. p. 19) dice che, subito dopo l'eruzione, molti abitanti dell'isola Sumbava vennero colpiti da una forte diarrea e in pochi giorni morirono.

(2) De Montessus de Ballore *op. cit.* p. 125.

Durante questa eruzione la montagna perdette almeno 1000 piedi d'altezza (Vanéechout cit. in Montessus) ed ora ha la forma di un cono profondamente troncato e un cratere di 20 chilometri di circonferenza (Dollfus et de Mont-Serrat).

Secondo Montessus il fianco della montagna si aprì e ne sgorgarono due correnti di lava. Ma questo fu un fenomeno secondario, e il carattere dell'eruzione fu essenzialmente esplosivo. Nel Nicaragua il 1835 è ricordato con il nome di *anno della cenere* « año de la polvazon ».

Eruzione del Krakatoa. — Nello stretto dello Sonda, press'a poco ad eguale distanza tra le isole di Sumatra e di Giava, esisteva, prima del 1883, un'isola, chiamata Rakata o Krakatoa, avente 11 chilometri di lunghezza e 8 di larghezza. Essa era un vulcano quiescente, in parte ricoperto di ricca vegetazione, poichè dopo forti eruzioni avvenute nel 1680-81, era rimasto in quiete per 202 anni.

Come si vede nella figura 50, prima dell'ultima eruzione esistevano nell'isola tre crateri allineati da sud a nord, che sono il Picco Rakata (832), che formava il punto più alto dell'isola, il Danan quasi centrale e il Perboewatan situato un po' più a nord [1]. Presso il Krakatoa, a N.-W. e a N.-E., esistevano due isolotti chiamati rispettivamente isola Verlaten e isola Lang. Secondo Verbeek, questi due isolotti e la base del picco Rakata sono formati da un'andesite iperstenica acida (con tridimite), e rappresentano il residuo basale dell'antico vulcano sprofondato e sventrato in tempi antistorici; il quale, in seguito a questa catastrofe antistorica, si convertì in un gran recinto di quasi 8 km. Dopo un riposo probabilmente molto lungo, si aprì un nuovo condotto eccentrico, a sud; cambiò la natura del magma e si formò il Picco Rakata con lave e tufi di natura basaltica. Poi si spostò di nuovo l'asse eruttivo verso il centro dell'antico recinto, e questo venne riempito per una lunga serie di eruzioni di materiale andesitico, le quali formarono i piccoli coni Danan e Perboewatan. Sul fianco di quest'ultimo, verso l'isola Verlaten, esistevano diverse colate sovrapposte di andesite ossidianoide.

[1] Nel 1849 Buijskes visitò l'isola e dice che le altezze dei tre coni erano: Perboewatan 120 m., Danan 456 m. e Rakata 832 m. e solo quest'ultimo emetteva abbondante fumo alla cima.

Tav. XIV. — Krakatoa: esplosione vulcaniana fortissima (vedi pag. 145).

L'ultima eruzione fu esclusivamente esplosiva e durò dal maggio all'agosto 1883. Cominciò al cratere Perboewatan con grandi esplosioni di cenere, che nel 20 maggio formavano pini verticali alti 11 chilometri (capitano Hollmann) (Tav. XIV).

Dopo una settimana, le esplosioni cominciarono a dejettare gran quantità di materie incandescenti, cioè il vulcano era passato dalla fase ultravulcaniana a quella vulcaniana p. d. Verso l'11 agosto diversi crateri allineati lungo la parte centrale dell'isola, presso il cratere Danan, projettavano contemporaneamente materiale piroclastico.

Nei giorni 22, 24 e 25 agosto il capitano Watson vide alte nubi vulcaniche elevarsi sull'isola. Ma la fase catastrofica cominciò il 26 e durò meno di tre giorni. Le esplosioni accompagnate da fortissime detonazioni (pag. 103) crebbero d'intensità fino verso le 10 ant. del 27; poi diminuirono nuovamente di forza, continuando però tutta la notte del 27 finchè cessarono verso le 6 ant. del 28.

L'eruzione, verso le ore 10 del 27, divenne sottomarina; poichè tutta la parte centrale dell'isola sprofondò. I due coni Danan e Perboewatan scomparvero sotto le onde di un mare profondo in media 200 m. [1]. L'area sprofondata fu, secondo Verbeek, di circa 23 $km.^2$. Il pino vulcanico raggiunse l'enorme altezza di 27 Km.

Dopo le ore 10 del 27, le bocche esplodenti, divenute subacquee, lanciarono una gran quantità di fango formato dalla miscela della sabbia e delle ceneri vulcaniche coll'acqua marina.

I prodotti dell'eruzione furono un'immensa quantità di pomici, di lapilli e di cenere di natura andesitica, e blocchi di andesite vetroso-compatte simili a ossidiana. Il volume totale di queste materie detritiche projettate dal Krakatoa, secondo Verbeek, non è inferiore a 18 $km.^3$. Una gran parte di questo materiale venne asportato direttamente dall'interno del condotto e del focolare vulcanico e quindi deve avere lasciato un immenso vuoto, che dà ragione del grandioso sprofondamento.

A Batavia e in altre città fino a circa 150 km. di distanza

---

[1] Il Verbeek parla solo di sprofondamento, ma, quando questo avvenne, certamente una buona parte dei coni Danan e Perboewatan erano già demoliti dalla violenza delle esplosioni; infatti il capitano Leod afferma che nel 12 agosto le bocche esplodenti si trovavano appena di pochi piedi sopra il livello del mare (cit. in E. METZGER, *Offic. Bericht über den vulk. Ausbruch von Krakatau* p. 3, nota).

dal Krakatoa, nella mattina del 27 agosto, la cenere cadeva in tanta quantità da produrre una oscurità completa, e, secondo Verbeek, entro un raggio di 15 km. del vulcano lo spessore dei detriti accumulati fu di un metro in più. Infine la cenere finissima impalpabile venne portata dai venti su tutta la superficie

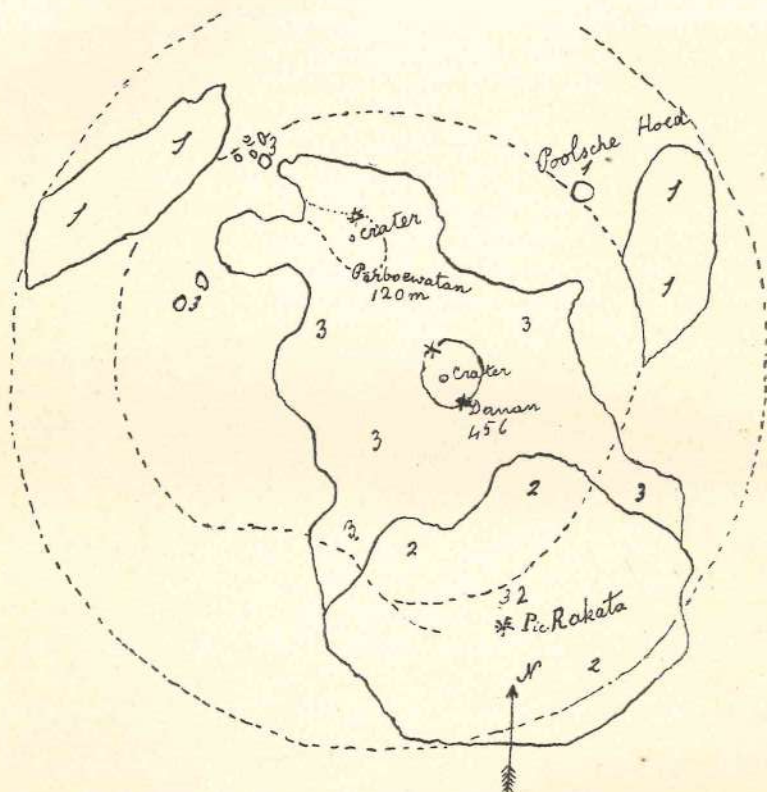



Fig. 50. — Pianta dell'isola Krakatoa prima dell'eruzione del 1883, secondo Verbeek. Scala 1 : 100000. — 1,1 Antiche andesiti ipersteniche; 2,2 Basalte; 3,3 Recenti andesiti ipersteniche.

del globo, producendo dappertutto il fenomeno dei *crepuscoli rossi*.

Dopo parziali e ripetuti sprofondamenti avvenuti durante il corso dell'eruzione, e che produssero maremoti di poca importanza; verso le ore 9.50 del 27 agosto una massa rocciosa di almeno 1 km.^{3} di volume sprofondò in mare tutto in una volta,

e allora una grande e disastrosissima onda di mare si gettò sulle coste vicine di Giava e di Sumatra, alzandosi da 20 a 30 metri sul livello medio ordinario e invadendo furiosamente i paesi e le campagne fino ad 8 e più chilometri dalla spiaggia. Perirono 32 mila persone, quasi tutte vittime di questa terribile inondazione.

L'onda del maremoto si propagò fino ad Aden e nell'Africa

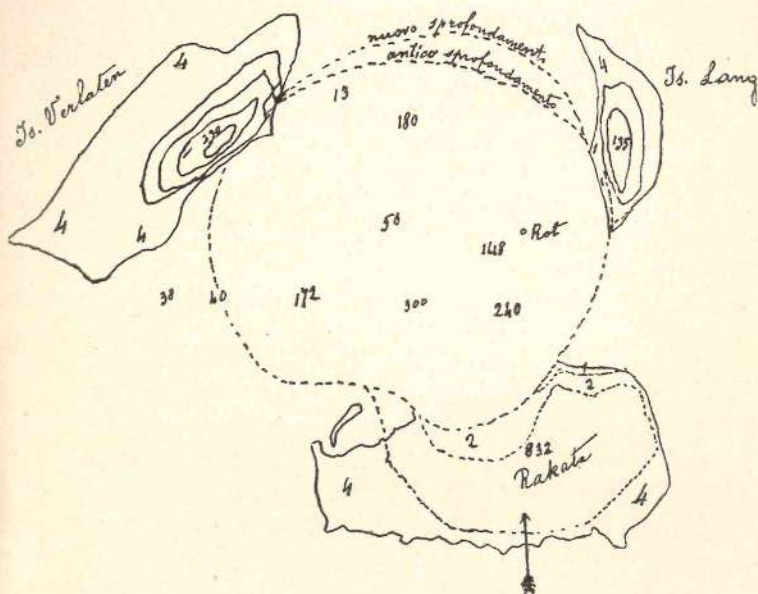



Fig. 51. — Pianta dell'isola Krakatoa, dopo l'eruzione del 1883, secondo Verbeek. — 1,1; 2,2 e 3,3 come nella fig. 50; 4,4 Pomici e ceneri dell'eruzione 1883.

meridionale, e fu segnalata dai mareografi in alcuni porti di Francia, dopo aver percorso quasi la metà dell'intera superficie del globo.

Mentre precipitavano in mare i $^2/_3$ dell'isola formati dalle andesiti, rimase in piedi il Picco Rakata basaltico, il cui cratere non partecipò all'eruzione. Anzi i nuovi materiali detritici accumulati alla sua base sud e sud-ovest, ne aumentarono la superficie di 4 e $^1/_2$ km.^{2} (fig 51, $_{4,4}$). Similmente l'area dell'isolotto Verlaten da 3.7 km.^{2} divenne 11.8 km.^{2}, e quella dell'isolotto Lang da 2.9 km.^{2} divenne 3.2 km.^{2}. Tutto ciò risulta dal confronto della fig. 51 con la fig. 50.

Esplosioni ultravulcaniane. — Alcuni vulcanologi, tra cui il Dana, ammettono una categoria di fenomeni vulcanici, che chiamano eruzioni esplosive *semi-vulcaniche*, e sono quelle nelle quali un vulcano dejetta, con grandi quantità di vapore acqueo, rocce solide in massi e in detriti, senza scorie fluide, nè altri materiali incandescenti provenienti da un magma fluido coevo. Il Dana e l'Junghun, ritengono che queste eruzioni semi-vulcaniche segnino la decrepitezza di un vulcano. Ma io faccio osservare che, secondo questo modo di vedere, le eruzioni del Pelé del 1851 e quella dell'isola Vulcano del 1873, del 1876, del 1879 e del 1886 sarebbero da considerarsi come semi-vulcaniche, mentre questi vulcani, pochi anni dopo, diedero fenomeni esplosivi grandiosi, con abbondante materiale di recente formazione, attestando nel modo più evidente che sono tutt'altro che vulcani decrepiti. Mi pare quindi più conforme ai fatti designare le suddette eruzioni esplosive col nome di *ultravulcaniane*.

Citerò come eruzione tipica ultra-vulcaniana quella avvenuta recentemente al Bandai-San (Giappone) (1).

Questo vulcano, alto 1840 metri, era quiescente da 10 secoli. Nel 15 luglio 1888 si rimise in attività con un'eruzione violentissima, ma brevissima, preceduta immediatamente da boati e da scotimenti di suolo, avvertiti alla sua base, formata da una sola terribile esplosione che dejettò un diluvio di massi, di lapilli, di ceneri e di fanghi, senza traccia di lava nè di scorie. Molti detriti vennero lanciati in aria, ma in quantità molto maggiore discesero con velocità accelerata sul fianco della montagna, come un'enorme valanga o meglio come un torrente di materie solide che stritolarono tutto quanto incontrarono sul loro cammino.

Perirono 461 persone, delle quali poche per le materie projettate dal vulcano, la maggior parte per il diluvio di rocce e di fanghi precipitati dalla sua cima.

La parte centrale e tutto il fianco nord del monte vennero sventrati e si formò un gran cratere d'esplosione di metri 3000 di lunghezza, 2000 di larghezza e 200 di profondità.

Il volume di questa voragine, e quindi della materia asportata dall'eruzione, venne calcolato di 1700 milioni di m.^{3}.

---

(1) S. Sekiya e Y. Kikuchi, *The eruption of Baudai-San* in Trans. of Seismol. Soc. au. 1888.

La roccia del Bandai-San è un'andesite augitica con 59.70 di $Si\,O_2$. Nelle spaccature contiene tridimite.

L'Azuma-San [1] è un altro vulcano giapponese (pag. 99), che nel maggio-giugno 1893 ebbe un forte periodo esplosivo, nel quale al principio dejettò solo materiale solido (come Vulcano), poi più tardi anche rocce più o meno fuse, ma sempre in quantità subordinata. Sono adunque esplosioni intermedie tra le vulcaniane e le ultra-vulcaniane.

Il m. Ararat (Armenia) è un vulcano andesitico quiescente, che, nel 1840, fece un'eruzione esplosiva durata appena un'ora, nella quale dejettò massi enormi e materiale detritico solido e non incandescente.

Sono pure eruzioni ultra-vulcaniane quelle avvenute nel 1822 e nel 1894 al Galaounggoung (isola di Giava). La prima arrecò grandi devastazioni, non per dejezioni incandescenti, ma per i torrenti di fango misti a pietre, che si precipitarono dalla montagna [2].

Vennero distrutti 114 villaggi e sparì ogni traccia di vegetazione fino alla distanza di 20 km.

Nella seconda, più breve, ma non meno violenta della prima, le materie detritiche projettate raggiunsero, presso l'orlo craterico, 25 metri di spessore e si calcolò che il loro volume totale fu di 22 milioni di $m.^3$.

Infine citerò come schiette eruzioni ultra-vulcaniane quelle del Turrialba (Costarica), il quale nel 1864, 1865 e 1866 lanciò gran copia di cenere e di lapillo, ma nessuno parla di materiale che apparisse luminoso a distanza.

Esplosioni fangose. — L'acqua meteorica, che si raccoglie in un cratere quiescente o nelle spaccature ad esso circostanti, vien talvolta projettata allo stato liquido e mista alle ceneri, quando il vulcano si rimette in attività esplosiva. In tal modo si hanno delle vere *esplosioni fangose,* che fanno insensibilmente passaggio a quelle ultra-vulcaniane. Di solito, però, avviene che le projezioni di acqua fangosa presto cessano, per dar luogo a quelle di materiale piroclastico asciutto. Per esempio, ricorderò

---

[1] F. Omori, *The eruption of Azuma-San*, in The Seism. Journal of Japan, t. III, 1894.

[2] Secondo Verbeek nell'8 ottobre 1822, questi torrenti fangosi portavano 6000 $m.^3$, al secondo, di sola acqua, senza calcolare il volume enorme di materie solide.

che, tanto nella formazione del M. Nuovo (pag. 86) come in quella del Jorullo (pag. 34) l'eruzione cominciò con l'emissione di acqua fangosa, alla quale subito seguì la dejezione di materie incandescenti.

Queste esplosioni fangose centrali sono piuttosto rare; tuttavia non mancano gli esempi.

Attesta il Laprieur ([1]) che nell'eruzione avvenuta alla montagna Pelée, nel 1851, una vera pioggia fangosa cadeva fuori dal cratere così copiosa che i rami degli alberi venivano piegati e spezzati sotto il peso del fango ([2]).

Recentemente projettarono pure fango i crateri attivi del Krakatoa nel 1883 (pag. 146) e del Te Mari nel 1892 (pag. 140). Assai più importanti sono le esplosioni fangose osservate da Lacroix, nel 1903, alla Soufrière di St. Vincent. Nel giorno 3 marzo egli salì fino all'orlo del cratere centrale, sul fondo del quale esisteva un lago di acqua fangosa, giallastra, da cui si alzavano dei vapori diffusi. « Tout à coup, scrive Lacroix ([3]), nous avons entendu un bouillonnement formidable et vu s'élever du milieu du lac une masse énorme de boux d'un noir d'encre entraînant des blocs de rochers; en quelque secondes, elle est parvenue au niveau des bords du cratère qu'elle a bientôt depassés de plusieurs centaines de mètres ». E poco dopo dice che il getto « était formé d'innombrables fusées réunies en gerbe, montant verticalment ou obliquement, mais avec une trajectoire très courte; elles étaient melangées de bouffées de vapeurs blanches accompagnant la chute des blocs solides ».

Evidentemente queste esplosioni non sono prodotte da acqua proveniente dall'interno del condotto vulcanico, ma sono vere esplosioni « vulcaniane », che scoppiavano sul fondo del cratere, pieno d'acqua d'origine atmosferica; la quale era resa fangosa dalla cenere delle precedenti eruzioni e giallastra dal solfato ferroso che conteneva ([4]). Secondo il Lacroix, esplosioni più vio-

---

([1]) Mercalli, *Le antiche eruzioni della montagna Pelée*, Milano 1902.

([2]) Un altro esempio ci offre il Galaounggoung di Giava, il quale si mise in attività esplosiva, nel luglio 1822. Nell'8 ottobre si aprì una breccia nella diga che sosteneva l'acqua del lago che si trovava alla sua cima. Parte di quest'acqua discese in un cratere esplodente, il quale cominciò in quel giorno a projettare fango.

([3]) A. Lacroix, *Op. cit.* p. 177.

([4]) Anche il fango dell'eruzione del 1851 della montagna Pelée doveva contenere molto solfato ferroso, che, per riduzione facilmente si convertiva in pirite. Di fatto il Laprieur osservò che dopo quell'eruzione, tutti gli alberi erano coperti di un fango grigio, contenente globuli di solfuro di ferro.

lente e con getto inclinato possono far traboccare tutto il contenuto liquido del cratere, vuotandolo e producendo sui fianchi della montagna torrenti di fango. In ogni modo, al principio del seguente aprile, il cratere di St. Vincent non conteneva più acqua, ma era per metà ripieno di cenere.

FENOMENI PERIFERICI. — In seguito alle grandi eruzioni del maggio 1902, tanto alla Soufrière di St. Vincent, come alla montagna Pelée molti valloni rimasero per decine di metri colmati dalla accumulazione di fanghi e di ceneri caldissime. E per parecchi mesi, quando l'acqua piovana penetrava in questi depositi, si osservò la formazione di un gran numero di fumarole, di geysers e di vulcanetti di fango. Questi fenomeni esplosivi secondari assunsero, in taluni punti, grandi proporzioni tanto da far credere che si fossero aperte nuove bocche esplodenti eccentriche nei fianchi della montagna vulcanica.

5° **Efflussi lavici.**

TRABOCCHI INTERCRATERICI. — Quando il cratere centrale è molto profondo spesso avviene che la lava trabocchi sul suo fondo senza riversarsi all'esterno.

Di solito questi efflussi *intercraterici* sono preceduti da forte attività esplosiva stromboliana, per la quale si forma un conetto intercluso di scorie. In seguito, dai fianchi di questo conetto molto fragile, sgorgano piccole colate, che ristagnano tra il conetto stesso e le pareti del recinto craterico. Naturalmente queste lave innalzano rapidamente il fondo craterico.

In questo stato io trovai il Vesuvio nel settembre del 1878. La voragine, rimasta dopo l'eruzione del 1872, era già in gran parte riempita, ma aveva ancora circa 80 metri di profondità. Favorito dal vento che portava il fumo verso sud-est, potei scendere nell'interno del cratere dalla parte di nord-ovest. Arrivato sul fondo, mi trovai sulla crosta d'una lava ancora scottante, sgorgata almeno in parte nella notte precedente. Essa riempiva, come un pantano di fuoco, tutto il vano anulare esistente tra le pareti del cratere e la base d'un piccolo conetto, che sorgeva nella parte sud-orientale ed era in schietta attività esplosiva stromboliana. La lava, su cui camminavo, mostrava

al disotto di una crosta di 3-4 decimetri di spessore, la massa interna ancor fluida e incandescente, e sulla sua superficie, vicino al cono di projezione, sorgevano alcuni piccoli conetti di un metro o poco più di altezza, i quali lanciavano ad intervalli getti di vapori e frammenti di scorie quasi ripetendo in miniatura i fenomeni del cono maggiore.

Dopo la mia visita, la lava continuò ad accumularsi nell'interno del cratere, di modo che sul principio del novembre riuscì a traboccare all'esterno verso nord-ovest, dove l'orlo era più basso.

Fra i più abbondanti trabocchi lavici intercraterici avvenuti al Vesuvio, citerò quelli ricordati dal Duca Della Torre con queste parole: « La materia liquida infocata, che usciva dalle tre bocche del piano interiore (nell'agosto 1682), fece alzare questo notabilmente, ma non ebbe forza di sboccare dalla cima, e ciò accadde anche negli anni susseguenti 1685 e 1689 » (1).

Nel grande bacino craterico del Kilauea, molto frequentemente avviene che il magma trabocchi dall'orlo del *lago di lava* e si stenda sul fondo craterico. Perciò un mantello di lava fresca, a superficie unita, ricopre quasi dappertutto, tanto il fondo del cratere primario come di quello secondario (vedi pagina 63). Nella fig. 52 si vede una di queste lave intercrateriche in movimento.

Nel Mokuaweoweo (cratere del Mauna Loa) sono pure frequenti questi travasi di lava che rimane stagnante nell'interno del cratere, perchè vastissimo.

Del resto è naturale che questi efflussi lavici intercraterici passino spesso inosservati nei vulcani molto alti e poco visitati, come sono il Mauna Loa, il Semerou, il Mayon ecc.

Infine si devono considerare come trabocchi lavici intercraterici i domi andesitici che si sono formati nelle caldere della montagna Pelée e della Guadalupa (pag. 49-50).

E un esempio tipico di questi domi o giganteschi grumi di lava inclusi dentro un cratere di detriti ce l'offre il Panum-crater, al sud del Mono-Lake (California), che è un cono regolarissimo di tufo, nel cui interno s'innalza a forma di torre una massa di riolite acida, la quale, essendo molto viscosa, si accumulò interamente attorno all'apertura di sgorgo, senza distendersi, come fanno le lave basaltiche, sul fondo craterico (fig. 53).

---

(1) *Gabinetto vesuviano del Duca Della Torre*, 3ª ed. p. 22.

A suo tempo già ho detto (pag. 50) che eccezionalmente anche nell'interno del cratere del Vesuvio si sono formati, per estrusione, piccole alture o conetti di lava massiccia. Io stesso osservai che nell'estate 1903 la lava non solo traboccò dal cratere centrale del Vesuvio, ma si accumulò nell'interno del cratere stesso fino a superare di alcuni metri in altezza l'orlo craterico verso levante.

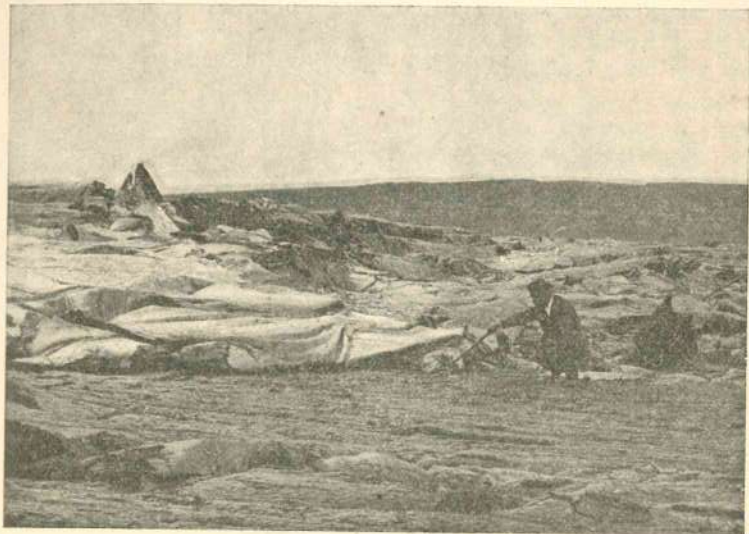



Fig. 52. Lava in movimento nell'interno del cratere secondario del Kilauea, traboccata dal « lago di lava » esistente sul fondo del cratere stesso. (Fot. B. Friedlaender).

EFFLUSSI TERMINALI E SUBTERMINALI. — Al Vesuvio i trabocchi lavici intercraterici sono quasi sempre seguiti, dopo poco tempo, dal riversarsi del magma all'esterno dalla parte dove l'orlo craterico è meno elevato. Così avvenne ultimamente nel luglio-agosto 1903 e centinaia di volte negli anni precedenti. Questi efflussi lavici *terminali* sono molto facili e frequenti, quando si verificano due circostanze, cioè la montagna vulcanica non è molto elevata e il suo cratere centrale è relativamente piccolo. Condizioni precisamente opposte presenta il Mauna Loa che è alto 4194 metri e possiede un vastissimo cratere, dal quale la lava molto raramente può traboccare all'esterno. [1]

[1] Tuttavia qualche volta la lava traboccò, ma sempre in quantità non grande, dalla cima del Mauna Loa: ciò avvenne nel 1832 (Dana), nel 1875 (Brigham), nel 1877 (Ballieu).

All'Etna tutte le grandi eruzioni furono laterali, però nei tempi storici avvennero anche una quindicina di efflussi lavici terminali. Allo Stromboli, il cui cratere si eleva appena 700 m. sul l. d. m., le lave traboccano quasi sempre dall'orlo craterico.

Parrebbe, quindi, potersi stabilire che *la frequenza degli efflussi lavici terminali sia in ragione inversa dell'altezza della montagna vulcanica.* Ma anche questa regola non è assoluta; poichè vulcani abbastanza elevati come il Mayon (m. 2522) nelle Filippine e il Piton de la Fournaise (m. 2528), nell'isola della Riunione presentano abitualmente efflussi lavici terminali.

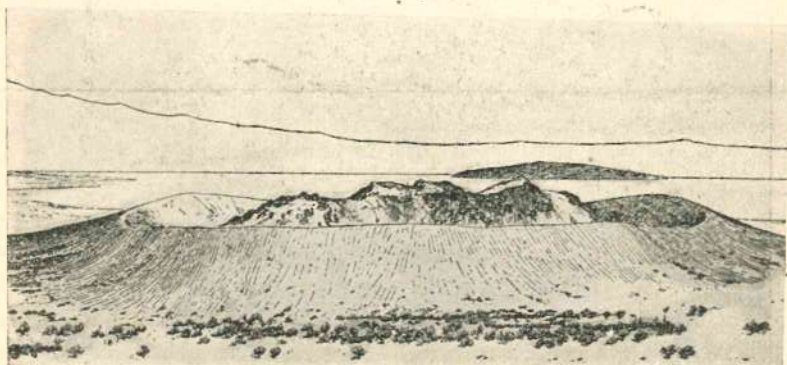



Fig. 53. — Lava riolitica accumulata nell'interno del Panum-Crater (Mono-Lake, California) (da Russell).

Forse ciò si spiega 1° perchè il loro cratere è piccolo; 2° perchè l'edificio vulcanico, costituito prevalentemente di lava in massa, presenta una solidità molto maggiore dei coni di tufo o dei coni misti.

Nelle forti eruzioni del Mayon scendono contemporaneamente dalla sua cima parecchie correnti di lava; ma il P. J. Coronas fa notare che sempre una sola è la colata principale abbondante e pericolosa, che scende fino alla base del monte ed è quella che si stacca dalla parte più bassa dell'orlo craterico. Dalle altre parti meno basse traboccano pure lave, ma sempre di poca importanza e che si arrestano verso la metà del fianco della montagna.

Talvolta la lava viene alla luce poche diecine di metri sotto l'orlo craterico e allora chiamo l'eruzione *subterminale.* Tali

furono quelle avvenute al Vesuvio il 26 agosto 1903 (fig. 54), il 27 maggio 1905 e il 4 aprile 1906.

Nell'isola di Giava presso la vetta del Semerou sgorgò la lava a 3600 m. d'altezza nel maggio 1885.

Esempi di grandi eruzioni laviche terminali. — Dopo il 1631, il Vesuvio non presentò importanti efflussi di magma fino al 13 aprile del 1694, quando un copiosa lava, dalla sua cima, scese verso ponente fino a S. Giorgio a Cremano arrestandosi un chilometro appena dalla spiaggia del mare. In quell'occasione il Gran cono vesuviano non si aprì da nessuna parte. Un altro forte efflusso terminale avvenne al Vesuvio nel marzo 1759.

In una recente eruzione avvenuta al Mayon, nei giorni 24-26 giugno 1897, numerose correnti di lava discesero dalla cima del monte fino al piano circostante distruggendo molti villaggi e campagne coltivate.

Eruzioni laterali — tipo vesuviano. — Comunemente i vulcanologi chiamano indifferentemente *laterali* o *eccentriche* quelle eruzioni, in cui la lava viene alla luce da bocche aperte non presso la cima ma da un punto più o meno basso del fianco della montagna vulcanica. Ma a me sembra necessario distinguere due casi essenzialmente diversi cioè:

1° quando il magma lavico prima s'innalza nel condotto centrale, fino alla cima, e poi si apre una breccia nel fianco del monte per la quale fluisce all'esterno (eruzioni *laterali p. d.*);

2° quando il magma lavico si apre una via nuova che ha principio da un punto molto profondo nel condotto centrale, e viene alla luce nelle basse falde del monte vulcanico ovvero alla sua base nella regione circostante (*eruzioni eccentriche*).

Al Vesuvio le eruzioni moderne sono quasi tutte laterali, solo fanno eccezione quelle del 1861 e del 1760 appartenenti al tipo nettamente eccentrico.

All'Etna sono certamente eccentriche le eruzioni antistoriche, che formarono i basalti di Motta S. Anastasia, della Rupe di Paternò e di Monte Mojo. E forse sono pure eccentriche molte eruzioni storiche, durante le quali la lava effluì dalle parti basse del monte, rimanendo tranquillo il cratere centrale.

Tutte le eruzioni storiche avvenute alle base dell' Epomeo (is. d' Ischia) sono evidentemente da considerarsi come vere eruzioni eccentriche, rispetto all'Epomeo stesso.

Il Lemongan è un vulcano dell' isola di Giava molto simile al Vesuvio, e, come questo, presentò eruzioni laterali ed eccentriche. Esso è un cono basaltico alto 1664 m., e circondato a N. E. da un Somma più antico, chiamato Taroub, alto 1670 m. Sui fianchi del Lemongan vi sono circa 50 tra coni avventizi e bocche di fuoco. Presentemente presentò forti efflussi lavici laterali nel 1847, nel 1869, nel 1877, nel 1883 e nel 1885. Ma nel 1849 avvenne un' eruzione marcatamente eccentrica, poichè un' importante colata di lava venne alla luce al piede esterno nord del Taroub.

Fig. 54. — Vesuvio: efflusso lavico subterminale del 26 agosto 1903. La lava scende sul fianco NW del Gran Cono. A sinistra, il monte Somma: in mezzo, la cupola lavica 1895 (colle Umberto I). Veduta presa da Bellavista. (Fot. E. Aguilar).

FASI D'UNA ERUZIONE LATERALE VESUVIANA. — Io credo necessario distinguere, nelle moderne *eruzioni laterali* del Vesuvio, due tipi, cioè: 1° *tipo 1895* che consiste in un efflusso lavico tranquillo e più o meno prolungato, con ripresa dell'attività esplosiva stromboliana al cratere centrale, durante l'efflusso stesso e immediatamente dopo;

2° *tipo 1872* che consiste in un efflusso lavico violento e

rapido, ossia che dura pochi giorni e dà lave molto fluide; e che è seguito da un riposo perfetto più o meno lungo.

Al primo tipo appartengono le ultime tre eruzioni laviche avvenute al Vesuvio nel 1891, nel 1895 e nel 1903, e quelle precedenti del 1881-82, del 1858, del 1834, del 1751 ecc. In queste eruzioni i fenomeni seguirono con perfetto parallelismo e con variazioni solo accidentali. Si può ritenere che, nelle eruzioni «tipo 1895» la successione dei fenomeni avvenga col seguente ordine:

1° Innalzamento della colonna lavica nel condotto centrale accompagnato da una fase di esplosioni stromboliane più o meno lunga (1), durante la quale avviene il riempimento del cratere di sprofondamento rimasto nella eruzione laterale precedente; e il vulcano aumenta in altezza.

2° Verso la fine della fase precedente, avvengono efflussi lavici intercraterici e terminali; nello stesso tempo compajono nuove lesioni e nuove fumarole nella parte più elevata del Gran cono, in corrispondenza di posizione alle future spaccature radiali.

3° Gli ultimi fenomeni precursori sono: franamenti parziali del conetto terminale, tremiti del suolo, molto localizzati ma sensibili sui fianchi del Gran cono; infine cessazione improvvisa, o almeno rapido decremento delle esplosioni stromboliane.

4° Apertura di bocche d'efflusso laterale *in posizione elevata* sul fianco esterno del Gran cono.

5° L'azione di queste bocche presto cessa (di solito dopo qualche giorno) per aprirsi, *più in basso*, le bocche d'efflusso *principali*, le quali continuano a emettere lava per lungo tempo, talvolta per parecchi anni (2).

6° Contemporaneamente al principio dell'efflusso lavico laterale, comincia lo sprofondamento del fondo craterico evidentemente provocato dal vuoto lasciato dalla lava uscita, e nello stesso tempo o poco dopo le esplosioni riprendono al cratere centrale, ma sempre miste o vulcaniane.

(1) Questa fase precede anche le eruzioni «tipo 1872»: per es., in tutto il mese precedente l'eruzione vesuviana dell'agosto 1779, le projezioni di scorie al cratere centrale presentavano «nel corso della notte il più bel fuoco artificiale che sia possibile immaginare» (Hamilton, *op. cit.* p. 201).

(2) Le lave di questi efflussi lenti e prolungate sono tutte ricche di grosse leuciti, le quali mancano nelle lave degli efflussi rapidi «tipo 1872». Perciò io ritengo pienamente ammissibile l'opinione del Dr. Johnston-Lavis, che i grossi cristalli di leucite si formino durante la permanenza del magma nella parte superiore del condotto centrale.

7° Durante il prolungato efflusso, l'attività esplosiva al cratere centrale continua, ma in generale moderata e le esplosioni sono stromboliane o miste.

8° Crisi esplosive sono più facili verso la fine dell'efflusso o subito dopo cessato questo.

9° Mentre la spaccatura si chiude nella sua parte più bassa, si aprono bocche d'efflusso in posizione più elevata, secondo il principio d'idraulica che un ostacolo a valle cagiona rigurgito a monte.

Tutte le grandi eruzioni vesuviane posteriori al 1694, furono pure laterali, ma del secondo tipo o tipo rapido; avvennero nel 1737, nel 1767, nel 1779, nel 1822, nel 1839, nel 1850, nel 1868, nel 1872 e nel 1906.

In queste eruzioni « tipo 1872 », parossismi esplosivi al cratere centrale precedono immediatamente o accompagnano l'apertura delle bocche laterali d'efflusso, e la spaccatura su cui queste sono allineate è molto larga e perciò lascia effluire la lava molto rapidamente, e nuovo magma si alza dalle parti più profonde del condotto vulcanico, richiamato dalla improvvisa diminuzione di pressione. In questo caso lo sprofondamento del fondo craterico assume più grandi proporzioni, e tutta la parte superiore del condotto vulcanico centrale svuotata, in pochi giorni, dalla lava che precedentemente lo riempiva, subito dopo viene rapidamente e completamente ostruita, fino a notevole profondità; e ciò spiega i violenti conati esplosivi del vulcano, che tenta sbarazzarsi del materiale di collasso (fase vulcaniana), e il suo riposo prolungato dopo tanto consumo di energie.

Concludiamo che nelle eruzioni laterali vesuviane, il *dinamismo del cratere centrale è in ragione inversa della durata dell'efflusso.*

Nelle eruzioni vesuviane *eccentriche* (1760, 1861 e forse 1794) la successione dei fenomeni è meno regolare. Può mancare la fase stromboliana preparatoria, come avvenne per l'eruzione del dicembre 1861, la quale fu immediatamente preceduta da 3 mesi di quiete quasi perfetta al cratere centrale. In queste eruzioni i terremoti precursori sono più sensibili e più estesi, e molto maggiore l'attività esplosiva eccentrica per la quale si formano coni avventizi di tufo, mentre nelle eruzioni « tipo 1895 » vengono costruite colline di lava.

Confronti coll' Etna e col Mauna Loa. — Spesso le eruzioni laterali dell' Etna sono precedute da forte attività stromboliana al cratere centrale, precisamente come al Vesuvio: ciò accadde, per esempio, prima delle eruzioni del 1865 e del 1883. Essendo però l'Etna molto alta, non raramente avviene che il fianco del vulcano si squarci prima che la colonna lavica giunga fino alla cima.

Tutte le grandi eruzioni laviche del Mauna Loa furono laterali, e le bocche d'efflusso si aprirono almeno 800 o 900 metri sotto la cima, e talvolta anche più in basso. [1] Il meccanismo di queste eruzioni non è essenzialmente diverso da quello osservato al Vesuvio, cioè: 1° innalzamento del fondo craterico e della colonna lavica nel condotto centrale, esplosioni di scorie e fontane di fuoco al catere centrale; 2° apertura di una spaccatura laterale e grande efflusso lavico dalla sua parte più bassa; 3° abbassamento del fondo craterico e quiete relativa, sebbene, in generale, meno completa che al Vesuvio, dopo le eruzioni del tipo 1872.

La sola differenza importante è la mancanza al Mauna Loa delle grandi esplosioni miste o semivulcaniane che accompagnano i forti efflussi lavici vesuviani. Ma ciò si spiega, riflettendo che nei vulcani hawaiani il condotto centrale è molto più largo e il magma lavico molto più fluido, e perciò la gola del vulcano non si ostruisce mai con materiali solidi. Mancando l'ostruzione, manca la condizione necessaria dell'energia potenziale esplosiva.

Al Kilauea le tre fasi si succedono come al Mauna Loa, ma l'azione d'esplosività è ancora minore. Le fontane di fuoco sono più frequenti, ma meno forti; gli efflussi lavici terminali più facili e quelli laterali più tranquilli: dopo i più abbondanti efflussi (del 1823, del 1832, del 1840 e del 1868) il fondo craterico si abbassò di parecchie centinaia di piedi, ma non seguì nessuna reazione esplosiva.

Formazione della spaccatura. — Le spaccature, per cui avvengono efflussi lavici laterali, sono sempre *radiali* ossia seguono approssimatamente una generatrice del cono vulcanico.

---

[1] Per esempio nel 1887, dopo brevi esplosioni al cratere, si aprì verso sud una bocca laterale effimera a 3500 m. (ossia circa 700 m. sotto la cima), ma poi, dopo due giorni, si aprì, dalla stessa parte ma circa 1500 m. più in basso, la bocca principale d'efflusso, esattamente come accadde tante volte al Vesuvio. Per le altre eruzioni del Mauná Loa vedi il Cap. VII.

Bisogna però avvertire che di solito non si apre una sola spaccatura, ma un sistema di tre, quattro o più spaccature, tra le quali ve n'è una, che diremo *principale*, lungo la quale si localizzano tutti i fenomeni più importanti dell'eruzione. Le spaccature cominciano a manifestarsi nella parte più elevata del monte e poi si prolungano in basso a poco a poco. Di solito, le bocche più elevate danno solo lave effimere, poi l'efflusso lavico principale avviene presso la parte più bassa della spaccatura, [1] e le aperture superiori si convertono in bocche di esplosione e costruiscono piccoli coni di materiale frammentizio. Quindi un *apparato eruttivo avventizio* completo è formato dall'insieme di bocche esplosive e di aperture d'efflusso (*bocche di fuoco*).

Il Silvelstri, avendo osservato che nel 1883, quando si aprì il fianco meridionale dell'Etna, i terremoti cessarono subito dopo il primo apparire delle aperture più elevate, sebbene bocche di esplosione e di efflusso si siano poi aperte più in basso sopra una lunghezza di circa 3 chilometri, ne argomentò che tutte le fratture, principali e secondarie, si siano formate contemporaneamente al momento del primo scoppio dell'eruzione. Anche a me pare, che si possa ritenere come probabile, che, al principio di una eruzione laterale, la spaccatura *si inizii* nell'interno del monte per tutta la sua lunghezza, ma è naturale che l'apertura completa della spaccatura stessa si manifesti all'esterno prima in alto dove lo spessore della montagna è minore, poi in basso dove la resistenza è maggiore.

Quando nel fianco del monte vulcanico si è verificato un'importante spaccatura, si nota una tendenza a riaprirsi dalla stessa parte, in prossimità delle fessure precedenti. A questi piani di minima resistenza venne dato da St. Claire Deville il nome di *piani eruttivi*. Per esempio, al Vesuvio la spaccatura del 1891 coincide quasi esattamente con quella del 1868, e la spaccatura del 26 agosto 1903 con quella del 3 luglio 1895. All' Etna,

---

[1] Nel giorno 9 luglio 1892, sul fianco meridionale dell'Etna si aprì una prima spaccatura, che diede una piccola corrente di lava e, poche ore dopo, se ne aprì un'altra (*principale*), un poco più in basso e circa 250 m. più ad est. (MERCALLI Atti. Soc. it. di Sc. Nat. an. 1892 e RICCÒ e ARCIDIACONO, *L'eruzione dell'Etna del 1892*, vol. 1º p. 5). Similmente al Vesuvio, nel 3 luglio 1895 si formò un primo sistema di spaccature verso 1000-1100 m. d'altezza, sgorgandone piccole colate laviche; poi, dopo due giorni, si aprì la spaccatura molto più in basso (750 m.) e un poco più a sud, e qui si stabilì l'efflusso principale prolungatissimo (pag. 46).

Tav. XV. — Apparato eruttivo dell'eruzione eccentrica dell'Etna del luglio 1892 (vedi pag. 160 e 168).

l'esistenza dei piani eruttivi è ancora più evidente, poichè il monte spesso si apre più volte secondo la stessa direzione radiale, sempre però le bocche laterali sono situate più in basso o più in alto e non mai in perfetta coincidenza con quelle precedenti, dove l'efflusso lavico ha risaldato troppo fortemente la spaccatura. Per esempio, io penso che le ultime 4 eruzioni laterali dell' Etna siano dipendenti da un solo grande sistema di spaccature. Infatti, nel 1879 la montagna si squarciò sul versante sud a 2600 m. di altezza; nel 1883 si aprì dalla stessa parte a 1200 m., nel 1886 si riaprì sulla stessa linea 200 m. più in alto, infine nel 1892 pure a sud, ma a 2000 m. di altezza.

Questo piano eruttivo 1879-1892 coincide quasi esattamente colle grandi fratture del 1536-37, del 1669 e del 1766-1780.

Spesso avviene che la montagna vulcanica si apra contemporaneamente o a breve distanza di tempo secondo due generatrici diametralmente opposte e quindi secondo un piano verticale che passa per l'asse centrale del vulcano. Per esempio all' Etna, nel 1879, una spaccatura di 10 chilom. di lunghezza passante pel cratere centrale, si estese sui due versanti nord e sud del monte, e al Vesuvio il Gran Cono si squarciò contemporaneamente nel 1882 a N. W. e S. E., nel 1839 ad est e ad ovest e nel 1891 a nord e a sud. Talvolta l' intera montagna si sfascia spaccandosi in due parti, come avvenne al Machian, vulcano delle Molucche, nel 1646.

Apertura delle bocche laterali d'efflusso. — Il 3 luglio 1895 e il 26 agosto 1903, appena prima di aprirsi una bocca d'efflusso nella parte elevata del gran cono vesuviano, una frana di pietre e di massi, taluni grossissimi, si staccò dal punto dove il monte stava per aprirsi e scese in basso con gran fracasso. Il primo apparire della lava all'esterno è di solito segnalato da un forte boato o da effimeri fenomeni esplosivi; altre volte avviene tranquillamente, e soltanto accompagnato da copiosi vapori.

Nel 5 luglio 1895, parecchie ore prima di aprirsi alcune bocche di efflusso alla base del Gran Cono, il suolo tremava fortemente e in esso si formavano spaccature nelle quali si vedeva qua e là abbassarsi l' arena come ingojata da un vuoto sotterraneo.

Al Mauna Loa, specialmente quando le bocche d'efflusso

sono basse, la lava alle bocche d'efflusso esce con molta violenza e viene lanciata in alto, formando una fontana di fuoco, prima di scorrere sul fianco della montagna. Il fenomeno è certamente dovuto alla pressione idrostatica della colonna lavica, che si trova a un livello molto maggiore nel condotto centrale.

In modo simile al Vesuvio, nell'agosto 1779 la lava « in luogo di scorrere, scrive il Torcia, nella forma ordinaria dalla quale ha acquistato il nome, zampillava come il salasso di un un uomo valido, la di cui parabola andava a perdersi e ricolmare la anfrattuosità... » (1). E l'Hamilton descrivendo la stessa eruzione conferma pienamente il fatto, scrivendo che « ...la lava s'è lanciata dal cratere (*bocche laterali d'efflusso*) sotto forma d'un enorme fascio di fuoco, ed essendo ancora in fusione, allorchè è caduta, essa ha per così dire incrostato il cono del Vesuvio... dalla parte che guarda il Somma... Questo strato ha sicuramente più di 100 piedi di spessore... » (2).

Lo stesso Hamilton riferisce che l'Etna nell'eruzione del 1766, dal luogo dove la lava sortiva a 12 miglia dal cratere centrale « spingeva ad una grande altezza un getto di materia liquida infuocata ».

Cause delle eruzioni laterali. — Per aprire bocche laterali nel fianco di un vulcano possono agire tre cause:

1° La pressione idrostatica esercitata dal peso della colonna lavica che occupa il condotto centrale; poichè abbiamo visto che al Vesuvio gli efflussi lavici tipo 1872 e tipo 1895 sono sempre preceduti dal riempimento del cratere centrale e dell'innalzamento della colonna lavica fino a traboccare dal conetto terminale. Orbene, quando all'Etna la lava traboccava dal cratere centrale come nel 1863, la colonna lavica, occupante per intero il condotto centrale, dovea esercitare sulle pareti di questo una pressione di circa 825 atmosfere al livello del mare (3).

2° La tensione delle materie gassose trattenute sotto enormi pressioni nelle parti profonde del condotto vulcanico: queste materie assorbite dal magma gli danno una forza espansiva, per

(1) Torcia, *Relazione dell'ultima eruzione del Vesuvio di agosto 1779*, p. 4.

(2) Hamilton, *Compendio delle Trans. Filosofiche della Società Reale di Londra*, Venezia 1793, p. 226.

(3) L'altezza dell'Etna è di circa 3300 m. sul l. d. m. e la densità del magma lavico è un poco superiore a 2,5.

cui esso, mentre si innalza nell'interno della montagna, preme come un cuneo gigantesco contro le pareti di essa.

3° L'alta temperatura del magma, la quale, specialmente nei vulcani basaltici, è capace di rifondere le rocce che formano il fianco della montagna. Si ricordi che al Kilauea la rifusione di lave solidificate circondate da nuovo magma, è un fenomeno molto comune.

L'efficacia di questa terza causa è invocata da Bory da St. Vincent per il vulcano delle Riunione e da Verbeek e Fennema per il Lemongan (Giava).

Nelle eruzioni eccentriche che avvengono alla base di vulcani quiescenti, la terra si apre specialmente per la seconda causa, almeno quando il cratere centrale rimane in quiete, come si verificò nel 1302 per l'Epomeo [1].

Nei vulcani sempre aperti ed alti, come il Mauna-Loa, l'azione prevalente è il peso della colonna lavica [2]; ma è evidente che, col crescere l'altezza di questa, aumenta pure la tensione dei vapori imprigionati nell'interno del vulcano.

FORMAZIONE DEI DICCHI. — Nella fase di chiusura o fase filoniana di un'eruzione lavica laterale, il magma si solidifica nell'interno della spaccatura e si forma un dicco. Quando una spaccatura si richiude lentamente, come avvenne al Vesuvio nel 1897-1899, allora il consolidamento del dicco comincia in basso e ciò si argomenta dal fatto che, in questi efflussi prolungati, le bocche di fuoco si spostano dal basso in alto. Infatti le bocche del 5 luglio 1895 cessarono di emettere lava il 31 gennaio 1897, ma subito dopo si aprirono nuove bocche di efflusso sulla stessa spaccatura circa 40 m. più in alto; poi il 4 agosto e il 7 settembre 1899, quando le bocche del 1897 erano quasi o totalmente chiuse, piccoli sgorghi di lava avvennero 200 metri più in alto (v. pag. 45). Un fenomeno simile si verificò nell'eruzione cominciata nel 1858, poichè, dopo chiuse le bocche, che per quasi tre anni emettevano gran quantità di lava nel piano delle Ginestre, nel 1861, nuove colate riapparirono sul fianco del Gran Cono molto più in alto.

---

(1) In quest'eruzione sgorgò la lava dell'Arso, che andò fino al mare, ma il cratere centrale dell'isola non partecipò affatto a questo parossismo.

(2) Per dimostrarlo basti osservare che al Kilauea, che è assai più basso, le spaccature laterali sono un fenomeno molto più raro che al Loa.

È poi evidente che, in questi casi, la spaccatura si saldò prima in basso, perchè ivi lo spessore della montagna è maggiore e quindi più facile il raffreddamento del magma. Ma si deve aggiungere che il fenomeno è pure dovuto a ciò che sulle bocche inferiori si formò una cupola lavica nel modo già descritto sopra (pag. 45-46), la quale a mano a mano che cresceva costituiva un ostacolo sempre crescente all'uscita del magma.

Siccome i dicchi rappresentano una intrusione di magma proveniente dal condotto centrale, è chiaro che le loro direzioni dovranno convergere verso quest'ultimo e serviranno a determinarne la posizione, come già ebbi occasione di dimostrare a proposito della formazione dell'Etna (v. pag. 72).

Sprofondamenti al cratere centrale e conseguenti esplosioni. — Al Vesuvio, subito dopo cominciato un forte efflusso lavico laterale, si verifica l'ingrandimento del cratere centrale per sprofondamento. Contemporaneamente o poco dopo, seguono esplosioni miste o semi-vulcaniane con molta cenere e materiale solido frammentizio. E così il cratere si approfonda e si allarga maggiormente, lanciando fuori parte del materiale franato. Si deve, quindi, ritenere che il profondo cratere che si forma sempre dopo le forti eruzioni laviche vesuviane è di origine mista, cioè dovuto in parte maggiore allo sprofondamento e in parte pure notevole alle esplosioni.

Questi sforzi che fa il vulcano, per sbarazzarsi del materiale solido precipitato nella sua gola, spiegano perchè spesso il dinamismo del cratere centrale, invece di diminuire, pare che aumenti dopo un efflusso lavico. Per esempio, nell'aprile 1872 il grande sgorgo di lava cominciò nella notte 25-26. Orbene il Palmieri scrive: « Le lave scemate considerevolmente fin dalla mattina del 27, si arrestarono prima di sera. Ma il fragore dei crateri continuava con forza maggiore; il fumo usciva tuttavia con impeto, misto ai projettili, ed era di una tinta anche più fosca per gran copia di sabbia e lapilli che trasportava... ».

Più sopra ho già ricordato le esplosioni semivulcaniane che seguirono dopo i grandi efflussi lavici vesuviani del 1794, del 1822 e del 1906 (pag. 137).

Secondo Erman [1], al Klituschewskaja (Kamtschatka), la

---

[1] Citato in A. Perrey, *Documents sur les trembl. de terre et les phénom. volc. dans les Kouriles au Kamtschatka*, pag. 138. — Il Kliutschenskaja è un vulcano doleritico, a tipo vesuviano.

grande abbondanza di cenere avviene, precisamente come al Vesuvio, *verso la fine* delle eruzioni laviche. Lo stesso si verifica, per quanto riferisce De Buch, all'isola Palma [1].

Anche all'isola della Riunione, nel 1791, dopo una grande emissione laterale di lava, avvennero sprofondamenti ed esplosioni fortissime al cratere.

Infine al vulcano San Miguel (San Salvador) sono frequenti le forti eruzioni laviche laterali, a tipo vesuviano, cioè precedute da esplosioni stromboliane e seguite da abbondanti dejezioni di cenere: tali furono le eruzioni del 1787, 1819, 1844 e 1867.

Similmente all'Izalco, nel 1856, un efflusso lavico laterale fu seguito da copiosa dejezione di cenere [2].

Eruzioni eccentriche etnee. — Gli efflussi lavici laterali sono all'Etna assai più frequenti e più importanti che al Vesuvio. In generale presentano, su più grande scala, i fenomeni delle eruzioni vesuviane, e specialmente sono notevoli per il forte dinamismo eccentrico esplosivo, per cui si formarono sui fianchi dell'Etna più di 200 coni avventizî detritici, molti dei quali si elevano da 100 a 250 m. sul piano circostante (Tav. XV). Mancano però all'Etna quegli sgorghi prolungati di lave viscose, che formarono al Vesuvio le cupole laviche del 1891, del 1895, ecc. La più grande eruzione etnea ricordata dalla storia è quella del 1669. Nel giorno 8 marzo un fortissimo e prolungato terremoto agitò i dintorni di Nicolosi, facendone rovinare la maggior parte delle case. La mattina dell'11 si manifestò sul fianco del monte una spaccatura un poco al disotto della sua cima, e nella notte seguente, si prolungò in basso, con direzione nord-sud, fino a 700 m. di altitudine e con una lunghezza totale di circa 18 chilometri. Fa notare il Borelli, che questa spaccatura, larga appena 4-6 piedi, poco deviava dalla forma rettilinea, e prolungata in alto, passava per il cratere centrale [3]. Nella sua parte inferiore si aprirono 20 crateri allineati e il più basso spiegò un'at-

---

[1] *Déscription physique des Iles Canaries*, trad. Paris, 1836, pag. 288. Ivi dice che nel 1677, dopo un forte efflusso lavico laterale, il cratere centrale lanciò un'enorme quantità di sabbia che si accumulò fino all'altezza di 8 palmi in tutto il paese circostante.

[2] Il 30 agosto « les laves avaient cessé de couler, mais non les cendres de tomber » (Montessus de Ballore).

[3] Perciò Borelli ha il merito di avere avvertito per il primo che queste spaccature laterali sono *radiali*, pag. 159.

tività esplosiva tanto grande da costruire coi detriti lanciati un cono avventizio di 251 m. di altezza e di 3 chilometri di circuito alla base, chiamato Monte del Terrore o Monti Rossi.

Al suo piede, ossia in corrispondenza della parte più bassa della spaccatura, cominciò lo sgorgo della lava poche ore dopo iniziate le esplosioni. Il torrente infuocato, dopo essere sceso a sud per pochi chilometri, si divise in tre rami; uno più occidentale corse verso Misterbianco, l'altro più orientale fino a S. Giovanni di Palermo, il terzo, di mezzo, si diresse verso Ca-

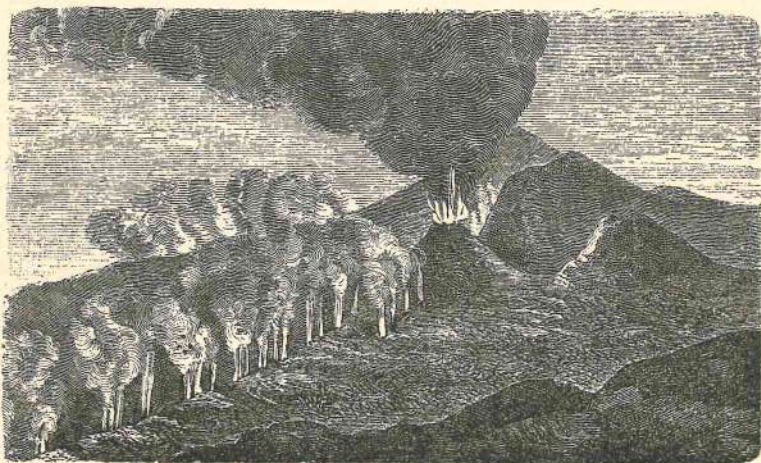



Fig. 55. — Apparato eruttivo laterale d'eruzione etnea (agosto 1874). (Da O. Silvestri).

tania; raggiunse le mura della città nel 14 aprile, ne seppellì la parte S-W, e arrivò al mare la sera del 23, nel quale s'inoltrò per più di un miglio, formando un nuovo promontorio di 2 miglia di fronte.

L'efflusso durò circa 4 mesi e il volume della lava emessa venne calcolato di 760.000.000 di m^3.

Fino a 15 miglia di distanza dei Monti Rossi i detriti dejettati si accumularono con uno spessore di 5 a 6 piedi, e colmarono le valli di Nicolosi e Pedara, livellando molti luoghi dapprima scoscesi.

Il cratere centrale rimase in silenzio sul principio dell'eru-

zione; poi, dopo il 25 marzo, eruttò immense colonne di fumo e materie detritiche con tale violenza che il cono terminale parte venne lanciato in aria a brani, parte franò insieme all'intera cima dell'Etna che notevolmente si abbassò.

Per dare un'idea esatta dell'apparato eccentrico di un'eruzione etnea, ricorderò la storia e la topografia dell'eruzione del 1865, secondo le Relazioni di O. Silvestri. Il 30 gennaio (1865), dopo forti terremoti sentiti sul fianco N-E dell'Etna, alle 10 di sera, si avvertì una scossa più forte delle altre e si vide una vivissima luce rischiarare il monte Frumento orientale. In quell'istante questo monte si era spaccato da cima a fondo. La squarciatura dalla quale rigurgitava immediatamente la lava, sul principio dell'eruzione era visibile per una lunghezza di 380 m. e aveva una larghezza media di 15 metri. Ma presto si prolungò in basso per altri 800 m. e su questa parte si aprirono 8 bocche di esplosione e di efflusso, al disotto delle quali la spaccatura si prolungava ancora per 200 m. come era indicato da una depressione riempita di lava. L'efflusso continuato poco più di un mese fu abbondante, e al salto di Cola vecchio diede lo spettacolo di una bellissima cascata di fuoco di 60 m. di altezza. Vennero alla luce 99 milioni di $m.^3$ di magma. Intanto le bocche eccentriche continuarono fino in maggio a lanciare fumo e detriti, cessando di agire tanto più presto quanto più erano elevate. Una serie di piccoli conetti d'eruzione sorsero sulla spaccatura, e poi si fusero in un unico monte allungato di 76 metri di altezza che venne chiamato monte Sartorio in onore del grande illustratore dell'Etna il barone Sartorius von Waltershausen.

Notevoli per la prevalenza dei fenomeni esplosivi eccentrici sull'efflusso lavico sono le eruzioni etnee del 1874 e del 1879.

Nel 28 agosto 1874, dopo i soliti fenomeni precursori, si aprì una spaccatura diretta N. 8° est, di 3000 metri di lunghezza. Sulla sua parte superiore (2450 m. sul l. d. m.) 35 piccole bocche di esplosione si misero contemporaneamente in azione e quella più elevata con tanta violenza da costruire in 7 ore un cono di detriti di 234.000 $m.^2$ di base e 50 m. d'altezza. Tanti altri conetti più piccoli si formarono attorno alle altre 34 aperture. Sgorgò una piccola corrente di lava (vedi fig. 55). Nel secondo giorno cessò ogni strepito, e l'eruzione finì come abortita; seguìta però da molte scosse di terremoto sensibili sul versante settentrionale del monte.

Nell'eruzione cominciata il 26 maggio 1879 la lava sgorgò contemporaneamente sui due fianchi opposti del monte, ma in quantità non grande, essendo stata calcolata complessivamente per 56.638.433 m.³ di volume. Ma assai maggiore fu il materiale piroclastico lanciato, poichè in 5 giorni si formò un cono avventizio di 170 m. di altezza chiamato monte Umberto-Margherita. Il volume di questo cono è di circa 25.342.433 m.³; ma, secondo il prof. P. Mantovani, altri 76 milioni di m.³ di fini detriti vennero disseminati da venti fino a 60 chilometri di distanza.

Infine l'ultima eruzione etnea del 1892 venne già da me ricordata (pag. 160, *nota*) e figurata nella Tav. XV.

Efflussi lavici tranquilli. — Mentre all'Etna gli efflussi lavici laterali sono sempre accompagnati da forte dinamismo esplosivo eccentrico, al Kilauea, e all'isola Riunione avvengono spesso colla massima tranquillità. Al Vesuvio gli efflussi lavici tranquilli non mancano ma sono rari: tali furono, per esempio, quello del 1855 e del luglio 1895.

Una gran quantità di lava scese dal cratere attivo dell'isola della Riunione [1] nel 1858, continuando a fluire per due mesi e giungendo fino al mare, ma non vi fu nessuna scossa del suolo, nè forti esplosioni, nè detonazioni, eccettuata una sola al principio dell'efflusso. Il sig. Hugoulin, in una dettagliata Relazione su questa eruzione, conclude che « Les éruptions du volcan de la Réunion sont généralement assez placides; quoique bien rapprochés des communes de St. Philippe et de St. Rose, les cratères... jamais ils ne leur causent de frageur, soit par leurs détonations, soit par les tremblement de terre... » [2].

Nel 19 marzo 1860 il vulcano dell'isola Riunione ebbe un'eruzione esplosiva molto breve e violentissima (mista). Ma fu un fenomeno veramente eccezionale. Infatti il sig. Hugoulin scrive: « Il serait assez difficile de préciser aujourd'hui la manière, dont s'est faite cette éruption anormale, car notre volcan ne vomit habituellement que de la lave liquide et sans bruit » [3].

---

[1] Chiamato Piton de la Fournaise o cratère di St. Rose.

[2] Perrey *Note sur les trembl. de terre en 1862*, p. 50.

[3] Hugoulin, *Revue algérienne et coloniale*, juin 1860, cit. in Perrey, *Note sur les tremblements de terre en 1860*, p. 46.

Al Vesuvio uno dei pochi efflussi lavici laterali abbondanti non seguìto da forte dinamismo al cratere centrale, è quello del maggio 1855. Infatti il prof. Palmieri afferma che il cratere superiore non vi partecipò in alcun modo. Però, negli ultimi tre giorni precedenti l'eruzione, la lava apparve sul fondo craterico e avvennero moderate esplosioni.

Il vulcano moderno, che presenta le più grandi scariche di lava, dirò così, « adinamiche », è il Kilauea (pag. 159).

Queste eruzioni hawaiane sono fenomeni che offrono grande rassomiglianza con le inondazioni basaltiche dei vulcani-spaccatura (pag. 39).

Riepilogo. — Dalle cose dette si conclude che i trabocchi di lava nei vulcani a condotto centrale, si possono ridurre ai seguenti tipi:

1° Trabocchi centrali: suddivisi in intercraterici, terminali e subterminali.

2° Efflussi laterali, tipo vesuviano 1895 e tipo 1872.

3° Efflussi eccentrici (tipo vesuviano 1760 o tipo etneo).

4° Efflussi lavici laterali adinamici del tipo hawaiano.

Non sarà inutile far notare che le eruzioni laterali (tipo vesuviano) sono le più frequenti nei vulcani basaltici, mancano invece o sono eccezionali in quelli trachi-andesitici.

6° Studio fisico-meccanico delle lave.

Temperatura e punto di fusione. — Molti vulcanologi hanno determinato la temperatura delle lave fluenti introducendo in esse fili metallici di cui è conosciuta la temperatura di fusione. È un metodo non molto esatto, ma sufficiente per lo scopo. O. Silvestri fuse nelle lave dell'Etna fili di argento (1000° C) e di rame (1100° C). Io, nelle bombe di Vulcano un'ora circa dopo la loro caduta fusi i fili di ottone (800° C). S.C. Deville nelle lave vesuviane del 1855, ottenne la fusione di fili di ferro di $^1/_2$ mm. di diametro [1]. Nelle lave dell'Etna si è visto rammollire il ferro, ma non fondere.

---

[1] S. C. Deville, *Observation etc. du Vesuve 1er mai 1855*, pag. 17. — H. Davy, *Sur les phénomènes des volcans* in *Bibliot. Univ.*, 1828, esperimentando in una lava del Vesuvio (5 dicembre 1819), trovò che i fili di argento e di rame si fondevano istantanea-

A. Bartoli determinò con metodo calorimetrico [1] la temperatura delle lave etnee del 1892, e trovò, presso le bocche, tra 970° e 1060° C. [2]

Quando la lava è in massa grande, conserva una temperatura superiore al proprio punto di fusione. Per esempio, Haskell nel 1859, gettando pezzi di lava solida sopra una corrente lavica del Mauna Loa, osservò che venivano fusi all'istante.

Le lave del 1783 in Islanda (pag. 37) liquefacevano intere colline; e anche all'Etna, afferma il Recupero che nel 1766 si è visto una grande lava rifondere completamente una collina rocciosa e trascinare la materia fusa nel proprio corso.

La lava fluente ha colore rosso-vivo ben visibile anche di giorno, ma nelle bocche e nell'interno del condotto vulcanico ha certamente una temperatura molto più elevata, corrispondente al color bianco. Questo constatai io stesso quando ebbi occasione di trovarmi di notte all'orlo del cratere del Vesuvio, sul cui fondo, ad ogni scoppio esplosivo, si vedeva il magma gonfiarsi e sgonfiarsi mostrando la sua parte interna di una incandescenza abbagliante [3].

Il Dr. B. Friedlaender [4], in una notte dell'aprile 1896, osservò che nel cratere del Mauna-Loa la lava era d'una incandescenza così viva da rassomigliare al bianco della luna piena (weissglühend), e potè ottenere, con 5 secondi di posa, una buona fotografia delle *fontane di lava* (Tav. XI).

Ad ogni modo è certo che le lave fluenti hanno una temperatura inferiore notevolmente a quella che possedevano nel focolare da cui provengono. E, siccome la temperatura delle lave

---

mente e che quelli di ferro non si fusero. Il Deville giustamente fa osservare che il volume della lava del 1855, era molto maggiore di quella del 1819, e perciò è naturale che in questa Davy abbia trovato una temperatura minore.

[1] *Sull'eruzione dell'Etna scoppiata il 9 luglio 1892*, in *Boll. Osserv. centrale di Moncalieri*, nov. 1892.

[2] Secondo DOELTER, *Schmelzbarkeit der Mineralien und ihre Löslichkeit im Magma*, le lave dell'Etna sono un po' più fusibili di quelle del Vesuvio; infatti le prime fondono tra 1040° e 1060°, le seconde tra 1090° e 1100°. Secondo Erhard e Schertel la temperatura di fusione di un basalto nefelinico di Neudorf (Annaberg) è di 1080° e 1106°, e quella di un basalto leucitico di Pahlberg (Annaberg) è di 1130°. *Neu. Jahrb. f. Mineral*, etc. 1880, Referate, p. 188.

[3] MERCALLI, *Notizie vesuviane pel 1899*, pag. 15. — Il BAGLIVI, *Opera omnia*, p. 273, descrivendo un'eruzione esplosiva del Vesuvio vista nel 1688 dal ponte della Maddalena presso Napoli, scrive: « in summitate montis unde flammae (scorie incandescenti) erumpunt tota nocte splendorem igneum *ad album* tendentem notabamus.... ».

[4] *Himmel und Erde*, Oktober, 1896, p. 14.

del Vesuvio e dell'Etna quando scorrono all'esterno è di 1000°-1100° C., si può ritenere che nell'interno della terra sia almeno di 1300°-1400°, poichè è ragionevole supporre che, durante la loro permanenza nel condotto centrale, e durante il travasamento all'esterno abbiano a perdere da 200° a 300° C. di temperatura.

È poi necessario ammettere in questi focolai basaltici una temperatura non inferiore ai 1300°, per spiegare come i silicati delle lave ivi si trovino almeno in parte allo stato di fusione. Poichè il loro punto di fusione si eleva coll'aumentare della pressione, la quale nel focolare dev'essere enorme [1]. Quanto ai focolari dei vulcani trachi-andesitici, bisognerà ammettere una temperatura di qualche centinaia di gradi più elevata ossia di 1500°-1600° C.

FLUIDITÀ E VELOCITÀ DELLE LAVE. — Le lave sono diversissime per la fluidità e scorrevolezza, la quale varia secondo la differente fusibilità del magma e a parità di questa, colla temperatura. In generale offrono l'aspetto di una massa fluida continua simile ad un vetro strutto nella fornace, ma talvolta somigliano assai più ad un amassamento di blocchi pastosi e incandescenti.

In distanza, la lava fluente appare di notte come un fiume o un rigagnolo di fuoco, secondo la larghezza (fig. 44), di giorno, come una striscia di fumo biancastro semovente (fig. 56).

Molto fluide sono le lave basaltoidi; invece più viscose e meno scorrevoli quelle trachitoidi. Perciò le prime formano correnti o espandimenti molto estesi in confronto dello spessore, le seconde costruiscono cupole molto alte relativamente alla base; ovvero si sovrappongono a strati quasi orizzontali senza allontanarsi molto dalla bocca d'efflusso, come si vede nella fig. 57.

Esempi recenti di ammassamenti lavici trachitoidi si ebbero a Santorino nel 1866 alla montagna Pelée nel 1902; (pag. 48) e all'isola Bogosloff nel 1796 e nel 1883 (vedi Cap. V). Nei vulcani attuali le vere colate di rocce acide sono rarissime. Possiamo citare, come caso eccezionale, quella sgorgata dell'isola

[1] Vedi: DOELTER, *Zur Physik des Vulcanismus*, in Sitzungber. der K. Akad. d. Wiss. in Wien, Juli 1903. — Secondo Doelter, alla profondità di 20 km., che si può ammettere come minima probabile pel focolare del Vesuvio, corrisponde una pressione normale di 7500 atmosfere. Per questo motivo, il magma vesuviano, che alla pressione normale atmosferica fonde a 1100°, alla profondità di 20 km. non fonderebbe che a 1300°.

Vulcano nel 1771, la quale dall'orlo del cratere discese fino alla base del monte percorrendo circa 400 metri, ma si arrestò prima di giungere al piano. La roccia è un'ossidiana riolitica contenente il 73,64 % di silice [1].

In molti vulcani di Giava, a magma andesitico, sono frequenti le lave a blocchi.

Al Mauna Loa e al Kilauea le lave hanno la più perfetta

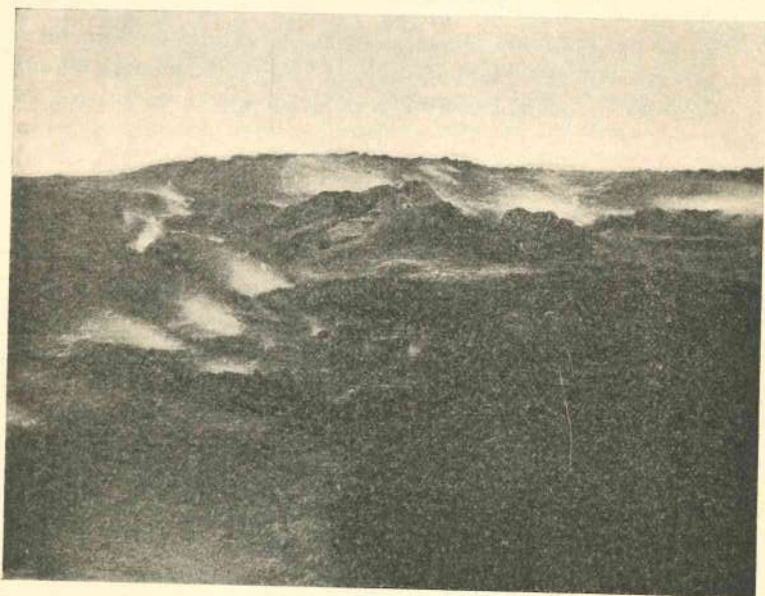



Fig. 56. — Mauna Loa (Hawaii): lava in movimento del gennaio 1887 (da una fotografia).

fluidità, sicchè alle bocche d'efflusso e nel cratere si vedono zampilli o fontane di magma liquido di 100 e più metri d'altezza. Al Mauna Loa, la lava del 1859 era al color bianco e liquida come acqua anche a una certa lontananza dalle bocche.

Si deve però avvertire che uno stesso vulcano, senza cambiare sensibilmente la composizione chimica del magma, può

[1] G. MERCALLI, *Le lave antiche e moderne dell'isola Vulcano*, p. 8. L'emissione di questa colata pomiceo-vetrosa delle *Pietre cotte*, è registrata da Dolomieu che visitò le isole Eolie nel 1781. — Verbeek descrive una bella colata di ossidiana con 79-80 % di SiO_2 sul versante esterno del Kendang (vulcano di Giava). È di epoca ignota.

dare lava di fluidità differente. E ciò può dipendere dalla diversa temperatura, dalla quantità di materie gassose incluse e dallo stato di *granulazione* cioè dalla quantità maggiore o minore di cristalli intratellurici esistenti nel magma al momento dell'emissione. Per esempio al Vesuvio, nel 1771 e nel 1779 la lava fluidissima venne lanciata in alto in forma di zampilli che descrivevano la parabola caratteristica dei getti liquidi; nelle

Fig. 57. — Lava trachitica delle Rocche Rosse nell'isola di Lipari. Per la gran viscosità la lava si sovrappose a strati senza andare molto lontana (struttura di « stagnazione »). (Fot. H. Cool).

eruzioni laterali rapide (tipo 1872) le lave abbastanza fluide andarono molto lontano senza costruire alture, invece negli efflussi prolungati e lenti (tipo 1895), il magma viscoso si accumulò in forma di cupola presso le aperture di sgorgo. Orbene, è un fatto costante che nelle grandi lave vesuviane più fluide mancano le grosse leuciti, le quali sono, invece, numerose in quelle poco scorrevoli (1).

(1) Quei medaglioni che le guide del Vesuvio sogliono fare, introducendo un pezzo di magma in appositi stampi, riescono bene solo quando questo è poco granuloso e abbastanza fluido.

La tenacità delle lave fluenti è in ragione inversa della fluidità. Per esempio, nelle lave vesuviane del 1895 solo con un certo sforzo si poteva introdurre la punta di un bastone ferrato o staccarne un pezzo con una tenaglia.

La *velocità,* con cui avanzano le lave, varia moltissimo col variare della fluidità da cui specialmente dipende. Cambia pure col mutare il pendìo del suolo su cui la lava scorre, e col variare della massa; poichè, se la colata ha una grande *portata*, più lungamente conserva l'alta temperatura e meno risente l'azione ritardante dell'attrito.

La velocità delle lave è massima presso le bocche d'efflusso e va rapidamente diminuendo, allontanandosi da esse; poichè il magma presso la superficie prontamente si rapprende, raffreddandosi per irraggiamento. Per esempio, secondo il prof. Silvestri, la lava etnea del 1865 aveva, vicino alle bocche, la velocità di 10 m. al minuto primo, e dopo 5 chilom. di corso, la velocità era ridotta a 3 m. Questo ritardo naturalmente è molto più sensibile nelle piccole colate, com'io verificai molte volte al Vesuvio; poichè in esse osservavo presso le pseudobocche, una velocità di 5 e più metri al minuto, mentre poche centinaia di metri più in basso il movimento era appena percettibile. Notai pure che le colate erano leggermente rigonfie verso il mezzo, ossia a schiena di mulo, e che la velocità era un po' maggiore in corrispondenza del filone come nelle acque correnti.

Al Vesuvio, nel 1872, la lava che scendeva nella Vetrana con una larghezza di quasi 800 m., percorse 1300 m. in 3 ore ossia 433 m. all'ora (Palmieri) (1), invece la lava del 5 luglio 1895 percorse nelle prime 4 ore 550 m. ossia circa 137 metri all'ora. Secondo lo Scrope, nell'ottobre 1822, una lava scese dalla cima alla base del Gran Cono vesuviano in 15 minuti; e, secondo il Melagrani (2), nel 12 agosto 1805 una lava del Vesuvio percorse 3 miglia nei primi quattro minuti. Io stesso la sera del 7 aprile 1906 ho visto una lava del Vesuvio scendere per le balze di Bosco Cognoli con velocità tale da percorrere non meno di 1 km. nel primo quarto d'ora. Invece le lave terminali che nel luglio-agosto 1903 scendevano verso sud, danneggiando la strada Fiorenza, avanzavano con estrema lentezza.

(1) Questa è pure approssimativamente la velocità osservata varie volte all'isola della Riunione, dove, secondo L. Maillard, la lava del novembre 1859 scese dal Piton de la Fournaise fino al mare con una velocità media di 400 m. all'ora.

(2) *Manuel de Géologie,* p. 276.

Nei tempi moderni le lave più rapide si osservarono nell'isola Hawaii. Infatti, Haskell afferma che una lava del Mauna-Loa (nel 1859) scendeva dal monte colla velocità di un treno di ferrovia. Però anche la velocità di questa lava diminuì allontanandosi dalle bocche, poichè impiegò 8 giorni ad arrivare al mare lontano 53 chilometri, percorrendo *in media* 6633 metri al giorno. La lava si avanzò per parecchie miglia nel mare.

Nel 1783 una corrente lavica dell'Asamayama (Giappone) giunse a 63 chilom. dalle bocche; e nello stesso anno, in Islanda, due colate raggiunsero rispettivamente 80 e 65 chilometri di lunghezza.

Le lave scendono dalle montagne vulcaniche per azione specialmente della gravità, e perciò, a parità di altre circostanze, la loro velocità diminuisce col diminuire del pendìo; ma si muovono pure per una forza espansiva propria dovuta alle materie gassose, che contengono; perciò Haskell, nel 1859, ha visto una lava del Mauna Loa rimontare pendenze del suolo di 25^0.

VESCICOLAZIONE DELLE LAVE SUBAEREE. — Nell'interno dei crateri in attività stromboliana e sul percorso delle lave fluenti si vede il magma gonfiarsi e sollevare la crosta che lo ricopre. Perciò tutte le lave solidificate sotto la sola pressione atmosferica sono più o meno bollose e il numero e la grandezza della bollosità sono tanto maggiori, quanto più abbondanti le sostanze gassose incluse nel magma e quanto più questo è viscoso; poichè la viscosità ritardando lo sviluppo degli aeriformi fa sì che esse si dilatino maggiormente prima di svilupparsi. Le bollosità mancano nelle rocce ignee solidificate sotto forte pressione nell'interno della terra (intrusioni e dicchi) o in mare profondo.

SPESSORE E STRUTTURE DELLE LAVE. — La lava solida è un cattivissimo conduttore del calore; perciò, mentre la parte interna d'una corrente è ancora incandescente e in movimento, si può impunemente camminare sopra di essa appena si sia formata una crosta di qualche decimetro di spessore.

Quando una colata è completamente solidificata e ferma, presenta tre parti, cioè: una parte centrale, che è quella raffreddata più lentamente, e risulta più compatta e più bene cristallizzata; uno strato superficiale superiore bolloso, scoriaceo e vetroso, infine uno strato inferiore cogli stessi caratteri, ma meno

sviluppato. Talvolta anche la parte interna presenta, numerose bollosità allungate nel senso del movimento della corrente.

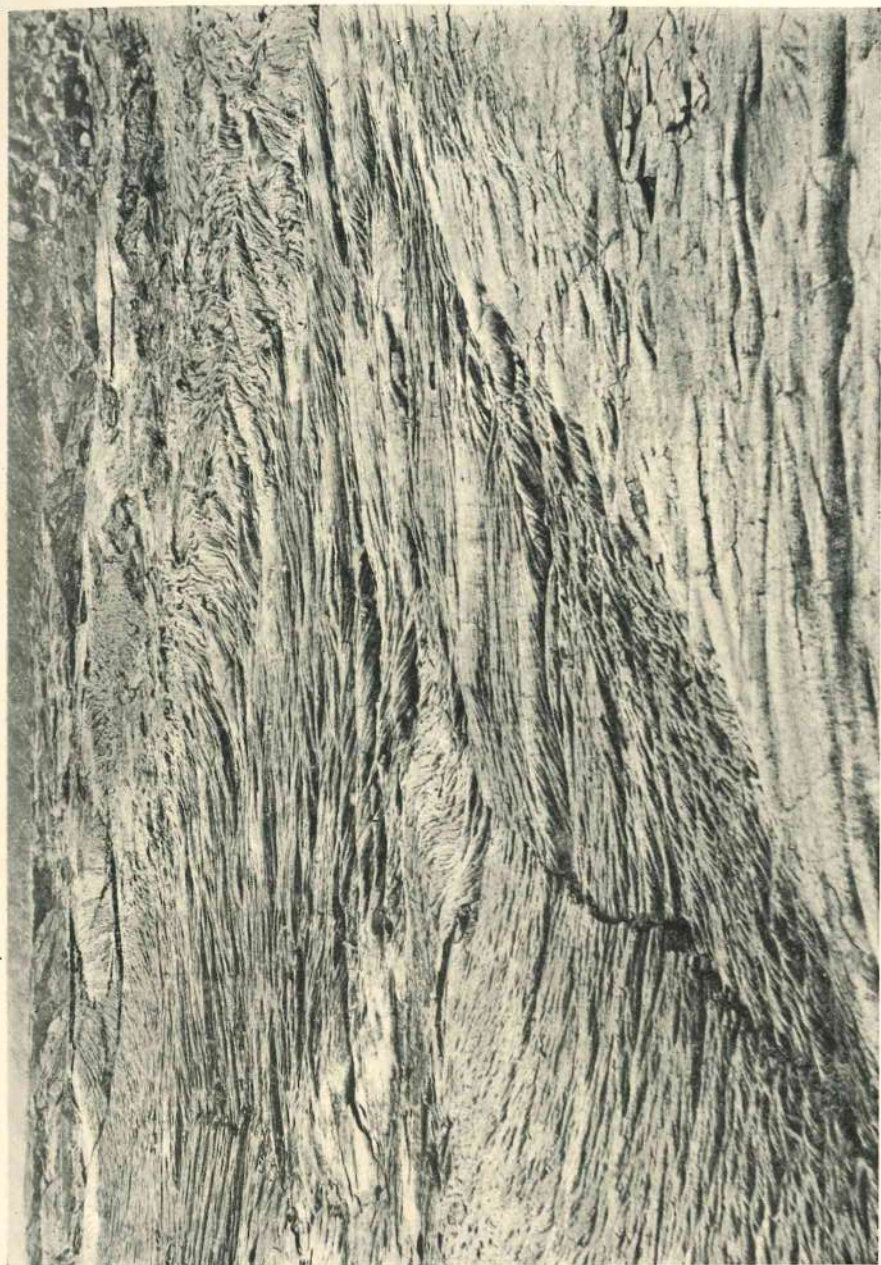
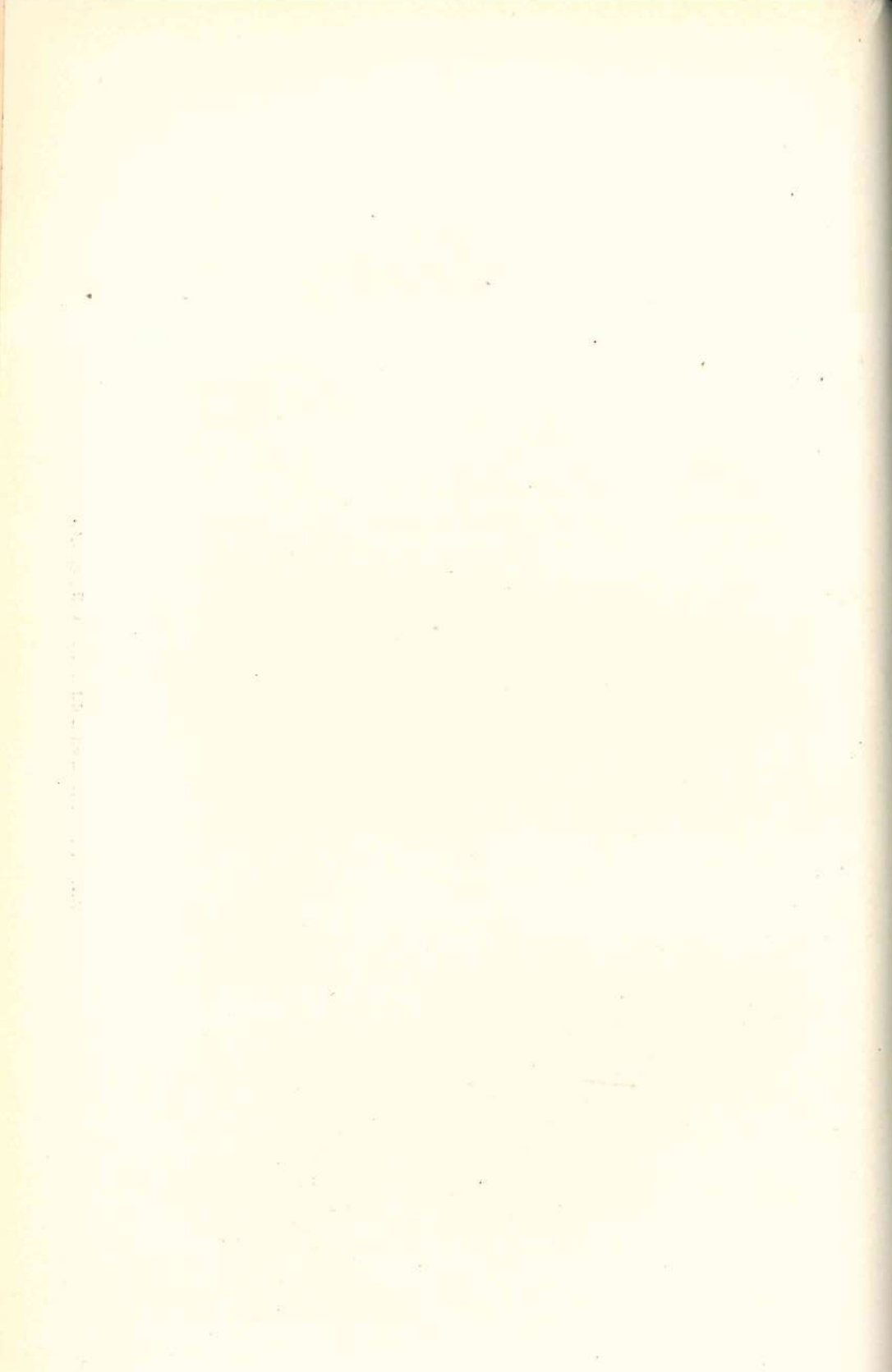
Le lave vengono sempre alla luce con sgorghi intermittenti. In altre parole le colate sono continue, ma con alti e bassi di portata e di velocità, come avviene di un torrente che smaltisce l'acqua di diversi acquazzoni, che si succedono a breve distanza di tempo. La prima lava, che viene alla luce da una bocca di efflusso, si accumula presso la bocca stessa e costituisce un ostacolo, che arresta o rallenta l'efflusso. Vinta la resistenza di questo primo ostacolo, lo sgorgo riprende, e così via via continuano a succedersi nuove emissioni intermittenti, talvolta per mesi e per anni. Sono questi sgorghi che le guide del Vesuvio, chiamano *rifose*. Lo stesso si verifica all'isola della Riunione, dove, per esempio, nel 1858 la lava fluì per 2 mesi ma in modo intermittente, poichè scrive un testimonio oculare [1]: « il y avait des jours où l'éruption semblait finir, puis elle reprenait avec plus d'intensité qu' auparavant ».

In tal modo avviene che le nuove colate si sovrappongono alle precedenti, e risulta una corrente di grande spessore, e stratificata, con alternanza di strati compatti e di strati scoriacei; questi, in generale, più sottili. Questa stratificazione è molto evidente nella trachite delle Rocche Rosse (is. Lipari) già citata sopra (fig. 57).

Così si spiega come si parli di correnti laviche di grande spessore. In questo caso si deve intendere, che molte colate, ciascuna di qualche metro di spessore, si sono sovrapposte. Per esempio, secondo il Dana, nell'eruzione avvenuta al Mauna-Loa nel 1852 e durata 20 giorni, si formò una corrente di 20 miglia di lunghezza e, in alcuni punti, di 200 o 300 piedi di spessore.

De Buch e Elie de Beaumont pensavano che lave compatte e d'un certo spessore non potessero consolidare su pendii di più di 4°-5°, e, osservando nel Somma banchi di lava inclinati di 20°-30°, supponevano che avessero acquistata questa posizione per sollevamento endogeno posteriore al loro consolidamento. Ma tale affermazione è smentita dai fatti, poichè molte volte si sono viste lave di notevole spessore consolidate in forte pendìo. Per es., il Lyell riferisce di avere osservato al Vesuvio che una lava del 1857 aveva ben 3 metri di medio spessore, eppure in-

---

(1) HUGOULIN cit. in PERREY, *Note sur les trembl. du terr. en 1862*, p. 55.

Tav. XVI. — Lava a corde del Kilauea (vedi pag. 178).

clinava all'orizzonte di 18° a 28° come la superficie del cono su cui scorreva, e dice che, nella valle del Bove (Etna) al salto della Giumenta, la lava del 1852, solidificata su un pendìo di 35° a 40°, presenta una crosta scoriacea di 90 cm. circa, e al di sotto una massa lavica grossa, compatta e ricca di cristalli (1). Similmente O. Silvestri, nell'eruzione etnea del 1865, osservò la lava compatto-cristallina sopra pendii di 30 e fin 40 gradi; e la stessa cosa osservai io più volte al Vesuvio e specialmente nel 1905.

Lo stesso Lyell, per dimostrare che l'inclinazione delle antiche lave, che si vedono nei fianchi della valle del Bove, è originaria, anzichè dovuta a sollevamento, fa notare il difetto di parallelismo presentato da talune di esse, che si trovano sovrapposte nell'istesso luogo. Per esempio, in un punto vi è una lava inclinata per 27°, e, sovrapposta, con l'intermezzo di materie detritiche; un'altra inclinata per 10°.

Aspetto delle lave solidificate. — L'aspetto delle lave fluenti varia moltissimo; poichè talvolta la superficie si agita, si gonfia in vesciche, si sgretola in blocchi e in minuti frammenti, mentre emette gran quantità di vapori densi e biancastri; invece altre volte il magma fluisce tranquillo, e la sua superficie emette pochi vapori attraverso una rete di sottili fessure, mantenendosi continua e leggermente rigonfia verso il filone della corrente. A queste due modalità di lave scorrenti corrispondono due tipi di lave solidificate, che sono:

1° Lave a superficie frammentaria, chiamate dai tedeschi *block-laven* o *schollen-laven*, e lave *aa* dagli hawaiani.

2° Lave a superficie unita o lave a corde, che sono le *fladen-laven* dei tedeschi e le lave *pahoehoe* degli hawaiani.

Le prime presentano la parte superficiale tutta formata da blocchi e da frammenti rugosi e irregolari, tanto che viste a distanza più che una roccia continua, appaiono come una valanga di pietrame.

Le seconde presentano superficie a mammelloni, a cordami, a lastroni solo interrotti da fratture di raffreddamento. Talvolta, come si vede nelle fig. 52 e 63, i lastroni sono più o meno ondulati quasi tappeti qua e là rimboccati; ma altre volte i lastroni sono spezzati, rialzati e sconvolti da nuovo magma che vi corre al

(1) C. Lyell, *On lavas of Mount Etna formend on steep slopes*, in *Phil. Trans.* an. 1858.

di sotto, come si vede nella fig. 58. L'apparenza più caratteristica e anche più frequente è quella prodotta da tanti rialzi cilindrici come grosse gomene, parallele tra loro e sempre allungate trasversalmente ossia perpendicolarmente all'andamento della colata, e curve colla convessità in basso e coincidente col filone della corrente. Splendidi esempî di lave a corda si osservano al Kilauea (Tav. XVI) e all'isola Riunione (Tav. XVII);

Fig. 58. — Lava in movimento, a lastroni spezzati e rialzati, nella valle dell'Inferno (Vesuvio). (Fot. H. Cool 6 gennaio 1904).

e lave molto viscose, a mammelloni, si trovano nell'is. Niuafoou (Tonga) (Tav. XVIII).

Altre differenze tra i due tipi di lave sono le seguenti:

1° Le lave pahoehoe presentano esternamente una patina vetroso-lucente [1], orlata di punte, filamenti o laminette vetrose: invece la superficie della *aa* è molto rugosa.

2° Le lave pahoehoe sono più vesciculose, e quindi più leggere di quelle *aa*.

---

[1] Il Brigham dice che « Pahoehoe » in hawaiano significa lava « smooth-shining », cioè liscia-splendente.

Tav. XVII. — Cascata di lava a cordami dell'isola della Riunione (da Vélain) (vedi pag. 178).

3° Le lave frammentarie diventano più facilmente *rossastre* per formazione di idrossidi, prodotti dall'azione dell'aria umida sui silicati ferriferi (1).

Le lave *aa*, finchè sono in movimento, producono un rumore speciale, caratteristico come di cocci rotti o di frammenti pietrosi rovesciati da un carro, poichè a mano a mano che procedono innanzi trascinano con sè le scorie e il pietrame che le ricopre. Queste lave lasciano sui lati argini ossia cumoli di scorie e pietre affatto somiglianti alle morene laterali dei ghiacciaj. Nel caso delle pahoehoe, gli argini risultano più continui e compatti in modo da costituire un vero canale entro cui scorre il magma.

Queste diversità d'aspetto delle lave solidificate può dipendere da differenti cause. Come si vede nelle fig. 59 e 60, al Vesuvio, sono tutte lave *aa* quelle a corso rapido e più ricche di vapori che si sviluppano tumultuosamente durante l'efflusso; invece le lave viscose (2) e a corso lento sono, in generale, a superficie unita; però non raramente anche queste seconde prendono la forma frammentaria, quando scorrono sopra suolo in forte pendìo o almeno molto accidentato. Perciò le due forme a me pare che dipendano non da diversa natura del magma ma piuttosto dalla differente quantità di vapori che contiene e dalle *diverse condizioni di raffreddamento*. Per esempio, nel 14 giugno 1897 e in altre occasioni (3) osservai che una stessa colata o colate contigue tra loro erano frammentarie ovvero a superficie unita secondo il pendìo su cui scorrevano.

Più volte, sul Vesuvio, ho assistito alla formazione delle lave a corde, e ho visto che il fenomeno dipende specialmente dalla tranquillità con cui scorre la lava. Appena uscita dalla bocca, la lava conservava per un breve tratto la superficie piana e incandescente; ma più sotto cominciava, dopo pochi minuti, a coprirsi d'una crosta nerastra. Allora la nuova lava, arrivata a questo punto, rallentava un poco il suo corso, e per l'ostacolo incontrato, si gonfiava alzando per pochi centimetri la crosta

---

(1) Le guide del Vesuvio chiamano *ferrugine* le lave molto frammentarie.

(2) Versando del catrame fuso sopra un pendìo alquanto ripido, si solidifica formando dei rialzi con la connessità in basso perfettamente rassomiglianti a quelli d'una lava a corda.

(3) G. Mercalli. *Notizie vesuviane pel 1897*, pag. 9, e *per il gennaio-giugno 1898*, pag. 5.

stessa imperfettamente solidificata e ancora cedevole; e così si formava un primo rialzo a foggia di cordone arcuato colla convessità in basso; e ciò evidentemente per la velocità maggiore che la corrente avea verso il mezzo. Dopo pochi minuti, appariva un secondo poi un terzo cordone, e così via via, tutti arcuati e concentrici al primo. Naturalmente i cordoni più giovani erano quelli più prossimi alla bocca d'efflusso. Invece, dove un colaticcio terminava ossia si arrestava, si gonfiava in forma di

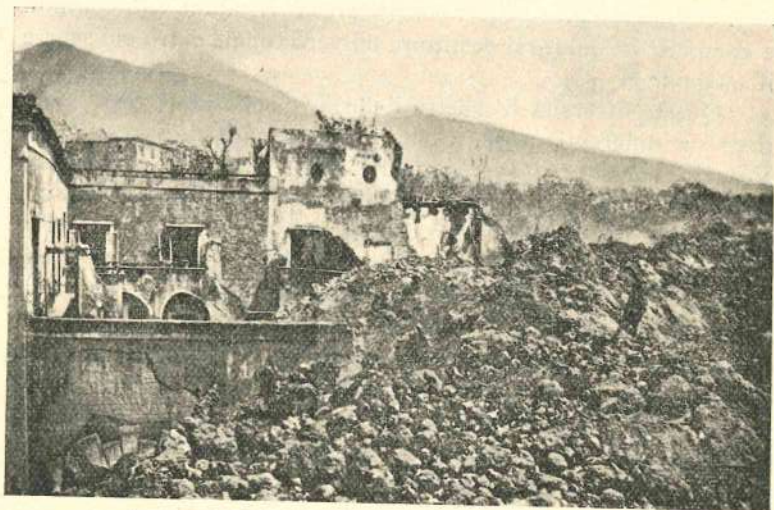
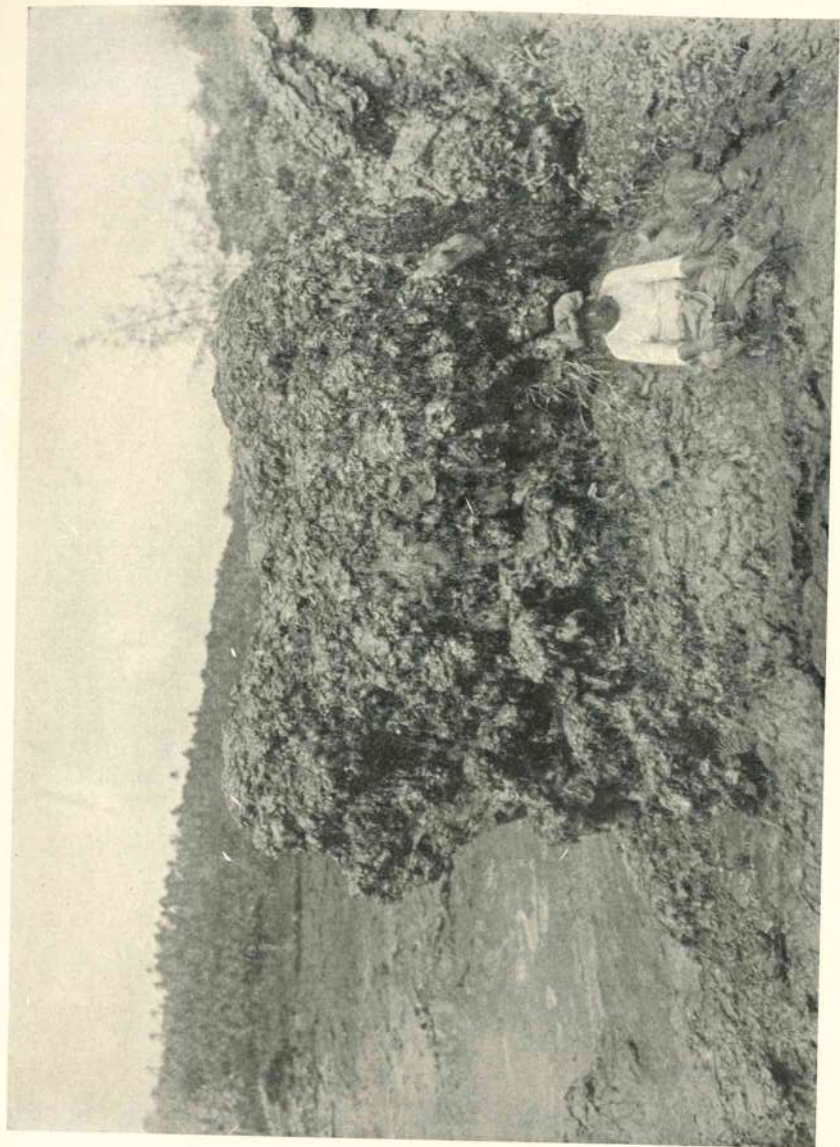



Fig. 59. — Vesuvio: aprile 1872. Lava a superficie frammentaria, che invade una casa di Massa di Somma.

mammellone subsferico non deformato, come nel caso precedente, dalla spinta del nuovo magma.

Anche la Mauna Loa nelle lave d'una stessa eruzione si trovano associate le due forme *aa* e pahoehoe, ma la seconda predominante sulla prima. Per esempio, la grande corrente del 1855 includeva parecchie miglia quadrate di *aa*, ma presentava immensi campi di pahoehoe (Dana).

Lave interfluenti. — Nelle lave pahoehoe spesso avviene che la parte superficiale, solidificata più prontamente, formi un « tunnel » ossia una vôlta di galleria, sotto la quale continua a fluire il nuovo magma, che può camminare in tal modo

Tav. XVIII. — Lave a mammelloni dell'isola Niuafoou (Tonga) (vedi pag. 178).

nascosto per molti chilometri e poi apparire di nuovo alla luce per una pseudobocca (pag. 45). Al Mauna Loa, nel 1859, la

Fig. 60. — Vesuvio: aprile 1906. Lava a superficie frammentaria che ha circondato una pianta senza abbruciarla, presso Boscotrecase (Fot. B. Friedlaender).

lava per circa 25 miglia camminò quasi sempre sotto le lave precedenti, salvo in alcuni punti, dove si vedeva scorrere il magma incandescente (Haskell).

Questi tunnel possono franare e convertirsi in canali aperti, ma più spesso la loro volta resiste e rimangono vuote dopo cessato l'efflusso lavico. Così si formano nello spessore dei grandi ammassi lavici grotte e caverne lunghissime. All'isola Hawaii, dove le lave sono molto fusibili, la parte interna di queste grotte viene spesso rifusa dall'alta temperatura del magma, che vi scorre dentro, e la roccia rifusa forma colaticci e stallattiti, che ne tappezzano vagamente tutte le pareti. Il Dana descrive le bellissime stallattiti laviche, che si formarono nell'interno dei grandi tunnel esistenti presso Hilo nella lava scesa dal Mauna Loa, nel 1880-81 [1]. E il dott. Friedlaender trovò grotte con lave stallattitiche nelle pareti del cratere secondario del Kilauea (Tav. XIX). Le stallattiti del Kilauea hanno forma diversissima, ma in generale sembrano goccioloni cilindrici di cera, terminanti in basso con un ingrossamento sferico: le più grandi hanno circa 30 cm. di lunghezza e appena qualche cm. di spessore. La superficie esterna è di color grigio-ardesia lucente. Sul fondo della grotta le gocce di lava si sono accumulate formando delle stallagmiti.

I tunnels e le grotte dalle pareti irte di stallattiti sono molto frequenti nelle lave basaltiche dell'Islanda, dell'isola Riunione, dell'isola Amsterdam, delle Azzorre ecc. Per esempio Ch. Velain, nel 1872, potè salire alla cima dell'isola di Amsterdam camminando nell' interno di una galleria sotterranea naturale, alta m. 15-20 e larga 8-10, internamente tappezzata di lunghe stallattiti laviche e da scintillanti cristalli di gesso e da altre svariate efflorescenze saline.

Attività esplosiva nelle lave fluenti. — Il magma conserva, anche dopo l'estrusione, un'attività eruttiva propria.

Infatti sulle lave fluenti, specialmente dove queste si accumulano in grande quantità nei recinti craterici, o nelle valli, avvengono esplosioni di scorie che riproducono in piccole proporzioni le esplosioni stromboliane dei crateri. Quando la lava è già parzialmente solidificata presso la superficie, dalle spaccature si sprigionano con grande violenza i vapori, lanciando

[1] In una grande eruzione laterale, cominciata al Mauna Loa il 5 novembre 1880 e durata fino al 10 agosto 1881, la corrente principale, lunga 30 miglia, arrivò fin presso la città di Hilo.

in alto scorie e gocce di lava fluida. Questi frammenti di magma projettati in alto si accumulano e si cementano, costruendo conetti con pendii ripidissimi, in generale di pochi metri di altezza. Questi conetti prodotti direttamente dall' attività del magma estravasato, non sono da confondersi coi veri coni d'eruzione avventizii, in generale di maggiore importanza, che sorgono sulle spaccature, dove persiste la comunicazione con l'interno della terra.

Il Palmieri chiamò questi fenomeni *fumarole eruttive*, e il nome mi pare ben trovato; poichè si passa insensibilmente dalle ordinarie fumarole delle lave, che danno solo gas e vapori, a queste molto più violente, che projettano brandelli di magma.

Questi conetti delle lave, dopo formati, conservano un'apertura centrale, da cui per lungo tempo si sprigionano con forte sibilo le materie gassose incluse nel magma sottoposto. Gl'inglesi chiamano questi conetti «driblet-cones» (coni-goccia) o «blowing-cones» (coni soffianti).

Al Mauna Loa l'attività esplosiva delle lave fluenti è attestata perfino dal fatto che sui rami degli alberi circostanti alle colate, si trovarono stallattiti laviche formate da gocce di magma lanciate a distanza e che si consolidarono senza incendiare i rami [1].

Ordinariamente la crosta semisolida della lava, dapprima viene gonfiata dalle sostanze gassose che si svolgono dalla parte sottoposta ancora fluida; poi la piccola protuberanza risultante si rompe nella sua parte più alta e più sottile e dall'apertura vengono lanciate piccole scorie e schizzi di magma che a poco a poco innalzano la protuberanza stessa in forma di cono-bottiglia.

Il Dana osservò sulle lave fluidissime del Mauna Loa prominenze in forma di colonne o di bottiglie, aventi perfino 20-30 m. di altezza, originate da zampilli di magma solidificata in posto, come se fossero getti d'acqua agghiacciata istantaneamente mentre era sospesa in aria.

Questi conetti delle lave fluenti si osservano frequentemente al Vesuvio. Lo Scrope, per esempio, afferma di averne visti parecchi nel 1822, quando la lava, scesa dal gran cono, formava

[1] Spallanzani vide al Vesuvio sulla lava fluente del 1785, formarsi tumori e piccoli getti o zampilli di magma.

alla sua base un gran lago di fuoco. E lo Schmidt dà il disegno di alcuni conetti di 10 a 20 piedi di altezza da lui veduti formarsi successivamente sulla lava del 1855. Recentemente splendidi fenomeni eruttivi si verificarono al Vesuvio sulle lave

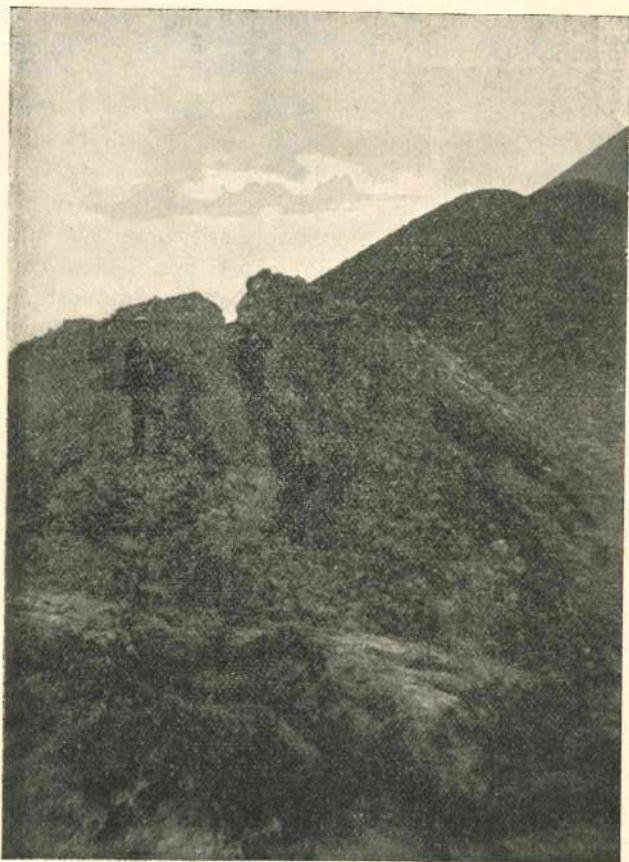
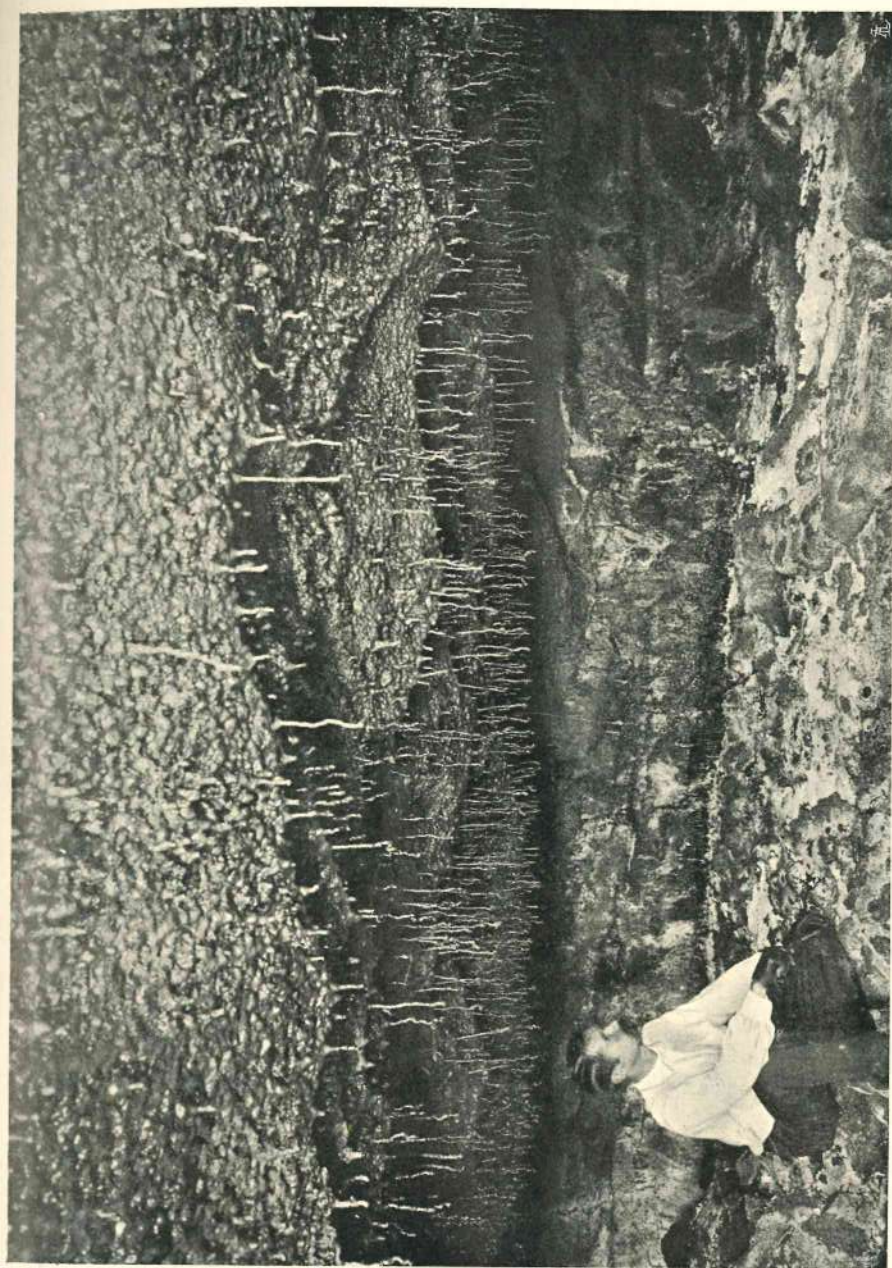



Fig. 61. — Vesuvio. Due conetti di scorie (Driblets cones) formati da « fumarole eruttive » molto forti sulle lave fluenti nella valle dell'Inferno nel sett. 1904. (Fot. dell'A.).

fuoruscite nella valle dell' Inferno il settembre 1904 (fig. 61), e presso la Stazione superiore della Funicolare nel febbraio-aprile 1906 (fig. 62 e 63).

Il Palmieri afferma che sopra la lava del 1872 si formò una fumarola eruttiva, la quale dava tanto vapore da rendersi visibili,

Tav. XIX. — Lava stallattitica del Kilauea (vedi pag. 182).

fino da Napoli (fig. 46). E un fenomeno simile avvenne nel 1694; poichè narra il Bulifon che la lava, la quale scendeva dalla cima del Vesuvio, arrivata ad una valle più di 200 palmi profonda, vi si adunò in tanta quantità che cagionò un densissimo e assai alto fumo e fece credere che ivi si fosse aperta una nuova bocca esplodente [1].

Meritano di essere ricordati per le loro dimensioni i numerosi coni che si elevano di 50 metri circa sopra una enorme colata di lava, alla base del vulcano Raoun dell'isola Giava [2].

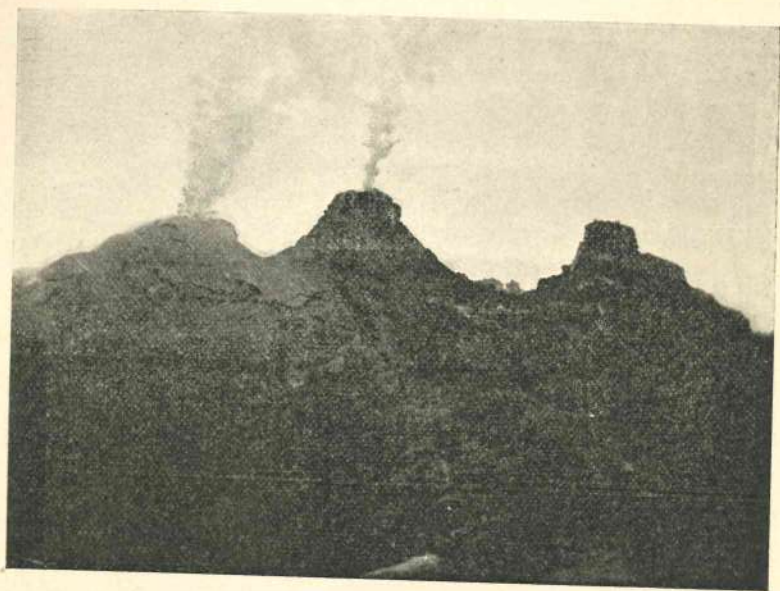



Fig. 62. — Vesuvio. Tre conetti soffianti presso le bocche dal 27 maggio 1905. (Fot. di E. Aguilar, 3 febbraio 1906).

Intumescenze laviche. — Durante la formazione della cupola lavica vesuviana 1895-99, in diverse occasioni, osservai che le lave già consolidate sospinte dalla forza espansiva del nuovo magma, che cercava un' uscita, prima si rompevano in grandi pezzi, e poi questi venivano sollevati e si formavano minuscoli conetti di pochi metri d'altezza.

---

(1) Bulifon, *Compendio istor. degli incendî del M. Vesuvio*, p. 92.

(2) Il Verbeek, *op. cit.*, p. 99, fa notare che questi conetti non sono allineati sopra

Intumescenze più importanti si osservano sulle lave più fluide della Riunione e in quelle di Hawaii. Per esempio, il Vélain descrive un'ampia grotta di 4-5 m. d'altezza, tutta tappezzata internamente di stalattiti di lava, e ritiene che si sia formata per l'azione espansiva dei gas, che gonfiarono il magma, formando un'ampolla gigantesca, rimasta cava nell'interno, e le cui pareti in seguito franarono parzialmente.

Grosse intumescenze subsferoidali di qualche metro di diametro s'incontrano pure sulle lave del Kilauea, e se ne vede una nella fig. 64.

Fig. 63. — Vesuvio. Conetto soffiante sopra una lava a superficie unita (pahoehoe) della fine di marzo 1906. (Fot dell'A.).

Raffreddamento delle lave. — La temperatura delle lave si mantiene altissima fino a grande distanza dalle bocche d'efflusso specialmente se sono interfluenti; perchè la crosta solida, che le ricopre è un cattivissimo conduttore del calore. Al

---

una spaccatura. Perciò ritiene che si sieno formati sulla lava stessa, durante il suo raffreddamento. Il Raoun, alto 3332 m., è un vulcano basaltico.

Mauna Loa le lave del 1859 arrivarono al mare ancora fluidissime e al colore rosso vivo dopo aver percorso più di 53 km. senza ricevere nuovo calore dall'interno della terra.

Racconta il Serao che la lava vesuviana del 1737, giunta a Torre del Greco, fuse e ridusse in una massa informe il vetro dei bicchieri del Convento dei Carmelitani e che presso la stessa città, dopo un mese e più, avendo gli operai, per ordine del Re, tentato di sgombrare la strada invasa dalla lava, dovettero desistere dal lavoro, perchè la roccia, quantunque già solidificata, era ancora tanto infuocata che rendeva molli i ferri dei lavoratori [1].

Fig. 64. — Intumescenza lavica nel cratere primario del Kilauea. (Fot. B. Friedlaender).

Le lave del Vesuvio, dove hanno un grande spessore, mantengono l'incandescenza per molti mesi e perfino per anni. Lo Scacchi osservò che le lave del 1855, dopo sei mesi della loro emissione apparivano ancora in qualche punto incandescenti. Ma addirittura meraviglioso è stato il lentissimo raffreddamento

---

(1) *Istoria dell'incendio del Vesuvio acc. nel mese di maggio del 1737*, p. 103-110.

della cupola lavica 1895-99; poichè, mentre l'efflusso lavico cessò nei primi giorni del settembre 1899, io constatai che in seguito, per circa 2 anni e 1/2 cioè fino al marzo 1902, la parte interna della lava si mantenne incandescente, almeno in vicinanza alle ultime pseudobocche d'efflusso (1).

A me, come già allo Scacchi nel 1855, non sembra che la poca conducibilità della roccia basti a spiegar una incandescenza che persiste per anni. Perciò credo che la causa di tale persistenza sia da ricercarsi in un altro ordine di fatti, cioè nel fenomeno del lento consolidamento e della cristallizzazione delle parti ancora fluide del magma lavico, le quali emettono tutto quel calore di stato che hanno assorbito nell'interno della terra per la loro fusione.

Humboldt nel 1803, ossia 44 anni dopo la famosa eruzione dell'Jorullo, nel Messico, trovò le lave ancora calde (2). Breislak nel 1792 trovò ancora caldissima una lava vesuviana del 1787, e Lyell dice che le lave del 1822 sei anni dopo non erano ancora raffreddate. Infine il Ferrara racconta che la lava che aveva coperto Catania nel 1669, otto anni dopo era ancora caldissima (3).

La celerità con cui la lava si raffredda e si solidifica *alla superficie* è dimostrata dai fatti più svariati. Citerò i fili vetrosi tanto abbondanti alla superficie della lava del Kilauea, e dell'isola della Riunione, e i pezzi di magma sollevati verticalmente e in altri modi diversi sopra il livello della corrente e solidificati in quelle posizioni senza obbedire alla gravità. Infine uno dei fenomeni più curiosi è quello di alberi circondati completamente dalla lava fluente senza abbruciare, come hanno verificato O. Silvestri e F. Fouqué all'Etna nel 1865, dove la corrente infuocata dello spessore di 6-7 metri incendiò molti alberi, che in-

---

(1) Vedi le mie *Notizie vesuv. pel 1901*, p. 19-22.

(2) *Cosmos*, vol. IV, p. 259. Humboldt nel 1803 trovò 95° C e dice che nel 1780 si poteva ancora accendere il sigaro introducendolo per 2 o 3 piedi nelle spaccature della lava.

(3) F. Ferrara, *I campi flegrei della Sicilia*, p. 306, dopo aver parlato della lava che invase Catania nel 1669, soggiunge: « nella stessa lava i catanesi, dopo due anni, per far piacere alla curiosità dei forastieri, vi facevano un profondo buco con un palo di ferro, e da esso uscivano le fiamme: anche dopo 8 anni, da essa, dopo le pioggie, si vedeva uscir fumo e un calore ardentissimo ». E Palmieri scriveva nel 1865: « Le fumarole delle lave del 1858 serbano ancora in qualche luogo temperature alquanto elevate con poco svolgimento di acido cloridrico. Ci ha qualche fumarola in cui l'acqua vi bolle dopo poco tempo, per modo che un contadino se ne serve come cucina ». *Ann. Oss. Ves.*, vol. III, 73.

contrò sul suo cammino, ma ne rispettò altri rimasti col fogliame ancor verde e sporgente dalla lava consolidata, che si era modellata sulla parte inferiore del loro tronco.

« De pareils phénomènes (scrive Vélain) sont frequents, à la Réunion.... Sur l'emplacement de ces grandes et belles forêts de palmiers et de fongères arborescentes, aujourd'hui en partie détruites.... on peu voir ça et là, portant haut leur large bouquet de feuilles en eventail, des palmiers, encore debout, seuls témoins, qui restent de cette scène de désolation, entourés ainsi jusqu'à mi-hauteur d'un étui de lave, *qui s'est moulé avec une exactitude parfaite sur leur écorce et les a préservés ainsi de l'atteinte du feu* » (1).

VARIAZIONI DI VOLUME DURANTE IL CONSOLIDAMENTO. — C' è chi sostiene che le lave, solidificandosi, si dilatano, come fa l'acqua, e si vorrebbe provarlo col fatto che Palmieri, al Vesuvio, e altri al Kilauea, avendo gettato sulla lava liquida pezzi di lava solida, questi galleggiarono. A me pare che queste esperienze non provino nulla; poichè una lava effluita, o semplicemente esposta all' aria atmosferica, come nel lago del Kilauea, comincia subito, dopo pochi secondi, a rapprendersi alla superficie, perciò è troppo naturale che un pezzo di lava solida non vi si affondi. Del resto, è noto che, anche nei liquidi perfetti, esiste la così detta *tensione superficiale*, per cui si può mettere sull'acqua un ago, senza vederlo andare a fondo, e ciò non prova, certamente che esso abbia una densità minore dell'acqua stessa.

Avendo io molte volte visitato le lave vesuviane in via di raffreddamento, ho osservato fatti che attestano la contrazione e non mai la dilatazione del magma durante il consolidamento. Per esempio, sulla cupola lavica 1895-99, trovai che in molti punti, dove la lava era solida all' esterno, ma ancora pastosa nell'interno, si verificavano abbassamenti e infossamenti (2) non mai innalzamenti. Spesso poi sentivo certi rumori brevi e secchi, come colpi di pistola, dovuti evidentemente alle spaccature che si formavano in seguito a restringimenti di raffreddamento. In-

(1) CH. VÉLAIN, *Op. cit.*, p. 25.

(2) Sulla cupola lavica 1895-99 appunto in queste aere infossate appariva l'incandescenza interna lungo tempo dopo cessato l'efflusso.

fine il clivaggio prismatico, tanto comune in tutte le rocce vulcaniche, è conseguenza naturale della contrazione che accompagna il raffreddamento.

Le ricerche di gabinetto confermano questi apprezzamenti intorno alla diminuzione di volume e conseguente aumento di densità durante il consolidamento delle lave.

St. C. Deville [1] dimostrò che nel fenomeno della cristallizzazione avviene condensazione della materia, e cita, tra l'altro, una lava di Teneriffa, la quale ha una densità molto minore dei cristalli di feldspato che contiene, e ne deriva che la parte vetrosa deve avere una densità molto inferiore. G. Bischof, analogamente trovò che un basalte fuso e reso vetroso ha un peso specifico minore della roccia stessa con struttura cristallina. Dati più precisi su questo argomento abbiamo dal Barus (*Phil. Mag.*, an. 1893), il quale determinò la densità di una diabase in tre stati diversi, e trovò che nello stato solido cristallino la densità è di 3,017, allo stato solido vetroso è 2,717 e liquida a 1400° è 2,523.

C. Doelter fece recentemente interessanti esperienze a questo riguardo, fondendo lave dell'Etna e di Capo di Bove (vulcano Laziale), e trovò che gettando nella lava fusa pezzi della stessa roccia solida, questi affondano. Facendo poi solidificare rapidamente una di queste lave, in modo di avere una struttura vetrosa, lo stesso Doelter trovò che la roccia assume una densità intermedia, ma sempre inferiore a quella della lava naturale [2]. Ne concluse che le lave allo stato liquido o vetroso hanno sempre una densità minore di quella che possiedono allo stato solido e con struttura cristallina.

Il Doelter esperimentò anche la densità di alcuni silicati esistenti nelle lave. Per esempio, dopo aver fusa l'augite e mantenendola perfettamente liquida a 1150-1160°, vi pose l'augite solida, e vide che vi si affonda, ossia che ha una densità maggiore di quella liquida.

Infine si è trovato che il quarzo e i silicati più ricchi di silice si contraggono più dei feldspati basici.

---

(1) *Comp. Rend. de l'Acad. de France*, t. XX, 1845.

(2) DOELTER, *Die Dichte des flüssigen und des festen Magmas*. — Ecco, per esempio, le diverse densità, ottenute per una lava dell'Etna, nei seguenti stati:

Stato naturale	2.83
Fusa	2.586 — 2.74
Vetrosa	2.71 — 2.75

Riguardo al consolidamento delle rocce silicate, il Reyer [1] ritiene come dimostrato:

1. Che una roccia vitrea fusa si contrae poco quando si solidifica senza cristallizzare.

2. Che la stessa roccia si contrae più sensibilmente, quando si solidifica diventando cristallina.

3. Che i magma acidi si contraggono più di quelli basici quando cristallizzano.

Secondo Michel-Levy, la struttura perlitica, tanto frequente nelle rocce vetrose acide (vedi fig. 4), non è che una conseguenza di un fenomeno di contrazione avvenuto durante il raffreddamento [2].

Mi sono fermato un poco sopra questi fatti, perchè lo Stübel, contrariamente all'opinione comunemente accettata del Deville, del Barus, del Doelter e di altri, ammette che il magma lavico durante il consolidamento si dilata e su questa ipotesi non suffragata dai fatti, basa tutta una teoria, secondo la quale una lava verrebbe all'esterno in conseguenza di un ipotetico aumento di volume, che accompagna il suo raffreddamento.

Cristallizzazione delle lave. — Per molto tempo si ritenne che le lave uscissero dai vulcani allo stato di fusione ignea perfetta, e che quindi tutti i loro elementi cristallini si formassero durante il raffreddamento esterno. Ma lo Spallanzani per il primo fece notare che le lave contengono sempre cristalli rotti (*cristaux en débris* di M. Levy) corrosi e talvolta rifusi alla superficie [3], i quali dovevano preesistere nel magma prima della sua estrusione. Si aggiunga che spesso nelle scorie e perfino nel lapillo filamentoso si trovano grossi e ben formati cristalli in una pasta rimasta perfettamente vetrosa per il rapidissimo raffreddamento. Infine la proiezione di lapillo formato da cristalli liberi e perfetti di augite o di leucite, come si osservò varie volte al Vesuvio, all'Etna, allo Stromboli non si saprebbe spiegare senza ammettere la granulazione interna delle lave.

---

(1) Reyer, *Theoretische Geologie*, p. 257.

(2) M. Levy, *Sur les divers modes de structure etc.* Paris, 1875, p. 349, in *Ann. des Mines*, t. VIII, 1875.

(3) Per la bibliografia su questo argomento, si veda specialmente Michel Levy, *Op. cit.*; e dello stesso autore, *Structure et classification des roches éruptives*, Paris, 1889.

Per queste ragioni, i moderni vulcanologi sono quasi concordi nell'ammettere due tempi nella cristallizzazione delle lave, cioè 1ª fase *intratellurica* o del 1° tempo, 2ª fase *extratellurica* o del 2° tempo, come già si è spiegato a pag. 23.

Ne segue che il magma lavico, nell'interno della terra, è una miscela di silicati solidi cristallini e di sostanza vitrea liquida includente vapor acqueo e altre sostanze gassose.

La diversa fluidità del magma al momento dell'emissione è una funzione molto complessa, perchè varia con la temperatura, con la natura acida o basica della parte fusa, con la quantità di questa e delle sostanze gassose che contiene.

La cristallizzazione più o meno completa della parte fusa dipende dalle condizioni diverse del raffreddamento e specialmente dalla sua rapidità. Perciò nelle correnti di uno spessore appena notevole, la parte interna è sempre più cristallina di quella superficiale. Dallo stesso bagno magmatico provengono le scorie col lapillo filiforme prevalentemente vetrose e i grossi blocchi ben cristallizzati almeno nel loro interno.

In generale le rocce trachitoidi consolidate presentano una base vitrea più abbondante di quelle basaltoidi, e ciò perchè il consolidamento delle prime è più rapido. Per la stessa ragione le ossidiane sono molto più frequenti che le tachyliti e i vetri basaltici.

Un' altra circostanza che ostacola la cristallizzazione è il movimento. Perciò le pomici acide, che si solidificano durante la proiezione, sono molte vetrose. Per esempio, le pomici del Krakatoa (eruzione 1883) sono andesiti acide col 70 °/₀ di silice, e contengono, secondo J. Judd, il 90 °/₀ di base vetrosa. Invece, la lava del Vesuvio del 1631 contengono, secondo Haughton, da 8,9 a 9,71 °/₀ di base vitrea, e io in diverse trachiti del Viterbese trovai la pasta vetrosa molto scarsa o mancante.

Spesso i grandi cristalli prismatici delle lave sono disposti coi loro assi maggiori paralleli alla direzione della corrente, e i microliti e cristalliti presentano la così detta *struttura fluidale*. Sono poi frequenti nei fenocristalli le iniezioni e le inclusioni di base vitrea e di cristalli di altri minerali segregatisi precedentemente dal magma. Per esempio, nelle leuciti si osservano spesso cristallini di augite e granuli disposti a corona ossia formanti zone regolarmente concentriche alla superficie esterna del cristallo. Questi ed altri fatti simili dimostrano che i cri-

stalli delle lave non si formano tutti insieme nel momento dell'irrigidimento della roccia, ma a poco poco in tempi diversi e successivi, e precisamente si deve ritenere: 1° che i cristalli macroscopici (fenocristalli) vengono alla luce già formati in seno al magma; 2° i cristalli microscopici e i microliti si formano parte mentre la lava è ancora in movimento, parte nell'ultima fase del suo consolidamento; 3° che una materia vitrea e non individualizzata si frappone più o meno copiosamente agli elementi cristallini.

Quando l'esistenza dei due tempi di cristallizzazione è ben marcata ed evidente, costituisce un buon carattere per distinguere le rocce ignee effusive da quelle intrusive (pag. 27); poichè solo l'efflusso esterno provoca un cambiamento brusco nell'insieme delle condizioni di solidificazioni.

L'ordine con cui i minerali cristallizzano nelle rocce ignee spesso non corrisponde alla loro fusibilità relativa. Per esempio, si trovano cristalli di augite inclusi in quelli di leucite[1], mentre questa è molto meno fusibile della prima, e il quarzo ordinariamente si modella sopra altri minerali, che si costituirono prima, sebbene più fusibili. Ne segue che la formazione dei cristalli nelle lave non avviene per un semplice fenomeno di fusione ignea, ma è la conseguenza di un processo di segregazione chimica, sotto l'azione di agenti mineralizzatori speciali e specialmente del vapore acqueo. Pare che nelle rocce neutre o acide si verifichi una tendenza decisa a formarsi prima i minerali basici (magnetite, silicati ferro-magnesiaci), poi i silicati alcalini o alcalino-terrosi, ultima la silice. Anche nelle rocce basiche la olivina e la magnetite precedono gli altri minerali.

La parte del magma, che si solidifica nelle spaccature, costituisce i dicchi.

La roccia dei dicchi differisce da quella delle colate, anzitutto perchè è più compatta e priva di bollosità. In secondo luogo, perchè la sua grana cristallina è più minuta presso le salbande che al centro, e talvolta alle salbande la roccia è addirittura vetrosa, mentre al centro è cristallino-granulosa[2]. Infine la roccia dei dicchi è spesso divisa in prismi aventi l'asse maggiore perpendicolare alla superficie di raffreddamento.

---

[1] BREISLAK, *Inst. de géol.*, Cap. III, pel primo richiamo l'attenzione su questo fatto.

[2] All'isola di Ponza si trovano dicchi di Riolite di molti metri di spessore con salbande di Retinite.

7° Valanghe di detriti ardenti e torrenti fangosi.

Lave di materie solide incoerenti (valanghe vulcaniche). — Nelle grandi eruzioni del Vesuvio varie volte si osservarono correnti formate non da lava in massa più o meno fluida, ma da blocchi o detriti solidi. Monticelli e Covelli chiamano queste correnti « lave a rottami incoerenti » e ne descrivono una, che, nella notte del 22-23 ottobre 1822, corse dalla cima del Vesuvio fino alla pianura sottostante. Essa, mentre scendeva dal monte con grande velocità, appariva infuocata, ma, dopo raffreddata, altro non era che un aggregato incoerente di grandi e piccole zolle di lava e di scorie mescolate ad una sabbia rossa di varia grana. I citati autori, avendo osservato che questa « lava a rottami » metteva capo a una bocca esplodente fortemente inclinata attribuirono tale struttura a ciò che « le projezioni di quella bocca dovevano essere quasi orizzontali e spingere i materiali nella stessa direzione, i quali ajutati ancora dal declivio del suolo potevano facilmente correre fino al luogo indicato » ([1]).

Anche nella grande eruzione vesuviana del 1631 diverse correnti di ceneri infuocate, ben distinte dalle vere lave fluenti, discesero in opposte direzioni fino a S. Sebastiano e fino a Torre Annunziata ([2]). Infine Cassiodoro parla pure di *fiumi polverei*, scesi dal Vesuvio nell' eruzione del 512, famosa per la grande quantità di cenere dejettata([3]). Similmente, tra le lave dell'Etna, Carlo Gemmellaro distingue diverse « lave a rottami » cioè: lave di rottami globuliformi, di lapillo, e lave di rottami « a scorie leggere ». Le lave del Mayon sono talvolta molto frammentarie in modo da rassomigliare a una « valanga di scorie ».

Le correnti di blocchi incandescenti si osservarono di fre-

([1]) Monticelli e Covelli, *Op. cit.*, pag. 151-54. Gli stessi autori osservarono nell'ottobre 1822 anche fiumi di sabbia di origine, per così dire, esogena; cioè messe in moto da scosse interne del monte, che facevano staccare e precipitare grandi zolle di arena di fresco accumulata durante l'eruzione.

([2]) Padre Della Torre, *Storia e fenomeni del Vesuvio*, p. 64.

([3]) « Videas illic quasi quosdam fluvios ire pulvereos, et arenam sterilem impetu fervente velut liquida fluenta decurrere ». (Cassiodoro cit. in Monticelli e Covelli, op. cit., pag. 159).

quente nei vulcani dell'isola di Giava [1], e vennero segnalati da Humboldt pei grandi vulcani dell'Ecuador (Cotopaxi e Antisana) [2].

Ricorderò pure come fenomeni assimilabili alle « lave a rottami », le grandi e disastrose valanghe di detriti del Semerou, del Papandaïan (pag. 71) e del Bandai-san (pag. 148).

Infine, al Vesuvio io osservai certe lave, che direi *lave-conglomerati*, perchè la colata, avendo incontrato, nella sua discesa, una frana, formò un impasto caotico di lava e di blocchi antichi non rifusi neppure alla superficie (fig. 65).

Torrenti fangosi. — Spesso dai vulcani discendono impetuosi torrenti di fanghi più disastrosi delle colate di lava. A proposito dei vulcani di Giava, dove questi fenomeni sono molto frequenti, Verbeek e Fennema affermano, che nelle regioni vulcaniche si ha maggiormente da temere, là dove vi sono grandi masse d'acqua in posizione elevata e in contatto di sabbie mobili e pietre accumulate. Per esempio, il Galoungoung ebbe nel secolo scorso due eruzioni esplosive violentissime nel 1822 e nel 1894. Orbene, nella prima si svuotò completamente il cratere-lago esistente presso la cima del monte (2240 m.) e contenente circa 100 milioni di m^3 d'acqua; e i danni prodotti dai torrenti impetuosi di fango e di pietre furono grandissimi e migliaia di persone perirono. Invece nell'eruzione del 1894, che non fu meno forte per la violenza delle projezioni, non ci fu nessuna vittima umana e anche i danni materiali furono relativamente piccoli.

Pure nell'isola di Giava, dall'Idien nel 1817, dal Tangkouban nel 1846 e più frequentemente dal Kelout, che presenta un cratere-lago a 1731 m. di altezza, discesero torrenti fangosi devastatori.

Al Vesuvio, nella grande eruzione del 1631, una prodigiosa quantità d'acqua fangosa si precipitò contemporaneamente (nel secondo giorno dell'eruzione) verso Ottajano, verso Somma e verso San Sebastiano, e più tardi dalla parte di Resina e Portici. Molte persone rimasero annegate e una casa, cogli abitanti

[1] Junghuhn e Stöhr, esagerando questo fatto, asserivano che i vulcani di Giava nei tempi storici emisero soltanto *torrenti di pietre*. Ma Verbeek e Fennema osservarono vere lave fluenti al Lemongan, al Semerou, al Gountur.

[2] *Cosmos*, trad. franc., IV, 270-78.

e gli animali che conteneva, venne trasportata in mare. Queste *lave d' acqua,* che produssero grandi danni al Vesuvio anche nelle eruzioni del 1794 e del 1822, sono solo indirettamente ef-

Fig. 65. — Vesuvio, alla base occidentale del Gran Cono: lava del 26 agosto 1903 includente un gran numero di blocchi di una frana. (Fot. dell'A.).

fetto dell'azione vulcanica; poichè queste grandi eruzioni furono sempre accompagnate da pioggie torrenziali, come vedremo più avanti, parlando dei temporali vulcanici (v. Cap. IV). Tale almeno è l'esplicita opinione del padre M. Della Torre e di Breislak, i quali dimostrarono affatto priva di fondamento la supposizione

del Braccini e di altri che l'acqua di questi torrenti fangosi vesuviani provenisse direttamente dal cratere, come si verifica quando questo è occupato da un lago. Per persuadersene, basta osservare che, nelle citate eruzioni, tra i paesi più colpiti dalle *lave d'acqua,* furono Ottajano e Somma, separati dal Vesuvio dal gran recinto del Monte di Somma. È facile intendere, come, in tutti i vulcani, i materiali dejettati da una forte eruzione possano ostruire gli ordinari canali di scolo; e di più, la polvere finissima accumulata sui fianchi del monte abbia ad impedire la penetrazione nel suolo dell'acqua di pioggia, la quale in tal modo formerà facilmente torrenti impetuosi.

Infine i torrenti fangosi hanno pure origine dalla fusione delle nevi perpetue e dei ghiacci nei vulcani d'Islanda, del Kamciatka e delle Ande. In una sola notte si fusero quasi interamente le nevi perpetue del Cotopaxi (5904 m.) nel 1803, e quelle del Kötluga (Islanda) nel 1755. Nel 1829, al Kliutschewskaja (alto 4916 m.), una lava trasformò in un torrente d'acqua tutto il ghiaccio che incontrò sulla montagna, lungo il suo corso.

Dunque le lave di fango possono provenire: 1° dallo sgelo improvviso e rapido delle nevi e dei ghiacci; 2° dalla condensazione del vapore dei temporali vulcanici; 3° da crateri-laghi svuotati parzialmente o totalmente, per rottura della diga che sosteneva l'acqua in posizione elevata, ovvero per trabocco o projezione inclinata della massa fangosa.

In questo terzo caso l'acqua potrà essere calda sia perchè attraversata da sostanze gassose ad altissima temperatura, sia perchè rimasta per un tempo più o meno lungo in spaccature e in cavità sotterranee esistenti nelle pareti del condotto vulcanico, specialmente quando si tratta di un vulcano quiescente.

Eruzioni fangose alle Piccole Antille. — Le eruzioni fangose sono molto frequenti nei vulcani delle Piccole Antille; e ciò è naturale, perchè in seguito alle copiose pioggie tropicali, l'acqua facilmente si accumula nei loro crateri. Trabocchi di acque fangose avvennero alla Soufrière della Guadalupa nel 1838 e a quella della Martinica (montagna Pelée) nel 1851-1852. Ma assai più importanti sono quelli recenti del 1902.

Alla montagna Pelée, dopo 50 anni di riposo, verso la fine di aprile 1902, ricominciarono, con mediocre violenza, i fenomeni esplosivi. Il suo cratere centrale, chiamato « Etang sec », perchè

di solito asciutto, si trovò ripieno di acqua fangosa (1), dalla quale sporgeva un piccolo conetto formato dall'accumulamento dei materiali projettati.

L'orlo del cratere presentava a S. W. una profonda slabbratura in forma di V, alla quale faceva seguito un profondo vallone — una specie di barranco — chiamato Rivière Blanche, che scendeva in direzione S. S. W. fino al mare.

Orbene, nel 5 maggio, gran parte della diga, che sosteneva l'acqua del lago appunto in corrispondenza alla slabbratura, si sfasciò, e conseguentemente l'acqua fangosa e calda dell'Etang Sec si rovesciò, insieme a grandi massi rocciosi, nella Rivière Blanche.

Già nella notte del 4 al 5, diverse valanghe di fango nero, fumante, erano giunte fino al mare, ma la maggiore di tutte si precipitò dalla montagna poco dopo mezzogiorno del 5; ed era formata da fango molto denso e bollente, che percorse in pochi minuti la distanza (circa 6 km.) dal cratere al mare. Secondo Arnoux, la sua velocità era di 2 km. al minuto. Lo stabilimento Guérin, situato presso la spiaggia, venne distrutto e spinto in mare insieme a 23 persone che non furono in tempo a fuggire. La fronte della valanga fangosa aveva oltre 250 m. di larghezza e molti metri d'altezza. Il Lacroix osservò le profonde scanalature lasciate dalle pietre convogliate dal torrente fangoso sulle pareti della valle, specialmente nei punti dove questa era più stretta.

La struttura dei depositi dei torrenti fangosi della montagna Pelée è *caotica,* ossia presenta blocchi di tutte le dimensioni distribuiti senz'ordine nella sabbia e nella cenere impalpabile (2).

Nel maggio 1902 anche il cratere centrale della Soufrière di St. Vincent era pieno di acqua ribollente per lo sviluppo di molto acido solfidrico. Nel giorno 6 cominciarono forti esplosioni vulcaniane, alcune delle quali tanto violente da alzare il pino vulcanico fino ad 11 km. sopra l'orlo craterico. Verso

(1) Secondo il Lacroix, prima dell'eruzione l'acqua piovana si disperdeva nell'interno della montagna per mezzo di fessure sotterranee, che si chiusero subito al principio dell'eruzione. E a me pure sembra che l'acqua fangosa che discese dalla montagna nel 5 maggio provenisse da cavità sotterranee, perchè è certamente superiore al volume dell'acqua dello Stagno secco, che non aveva più di 200 m. di profondità.

(2) A proposito di questa struttura caotica dei depositi delle eruzioni fangose del 1851, io già feci rilevare la loro analogia con taluni *peperini* molto ricchi d'inclusi del Viterbese e dei Monti Laziali. (*Le antiche eruzioni della montagna Pelée*, p. 11-12).

mezzogiorno del 7, tutta l'acqua del cratere-lago [1] venne spinta fuori da tre parti quasi contemporaneamente [2] e tre enormi torrenti di fango bollente si precipitarono fino al mare, per le valli di Wallibu a S. W., di Sarikai ad ovest, e di Rabaka ad est (fig. 66). Queste valanghe di acqua e di fango avevano da 9 a 12 m. di spessore, e in qualche punto fino 15 m. (Hovey).

Poco dopo lo svuotamento del lago, seguì la fase parossismica dell'eruzione; ma dopo pochi mesi, l'acqua si accumulò di nuovo nel cratere ed avvennero le esplosioni fangose, da me ricordate a pag. 150.

Fig. 66. — Soufrière de St. Vincent: lava di fango del maggio 1902. (da I. C. Russell).

Le così dette « nubi ardenti » delle Piccole Antille. — Alle ore 8 e 1 minuto del giorno 8 maggio 1902, si sentì a St. Pierre una terribile detonazione, e comparve all'orlo sud-

[1] Secondo Anderson e Flett, il lago aveva circa 1/4 di miglia q. di superficie e quasi 500 piedi di profondità.

[2] Questa circostanza fa supporre che l'acqua del lago, divenuta densa come poltiglia, per la grande quantità delle ceneri projettate nel giorno precedente, sia stata sollevata in alto fino all'orlo superiore del cratere, e perciò sia traboccata contemporaneamente da tutti i punti più bassi di questo.

ovest del cratere della montagna Pelée, dove esisteva la slabbratura a V, di cui ho già parlato nel paragr. precedente, una nube densa e nera, attraversata da lampi, che si precipitò per il vallone della Rivière Blanche, con una velocità così grande che in un minuto, o anche meno, arrivò alla città di St. Pierre, distante 8 km. dal cratere, percorrendo in media da 130 a 140 m. al secondo. Dei 28000 abitanti di quella sventurata città nessuno ebbe tempo di mettersi in salvo, tutti perirono quasi istantaneamente, senza dubbio in pochi minuti, soffocati dal vapore acqueo, misto a cenere ardente. La temperatura della nube era sufficiente per accendere le materie combustibili [1] e, se molte di queste non abbruciarono, è facile spiegarlo con la mancanza d'aria.

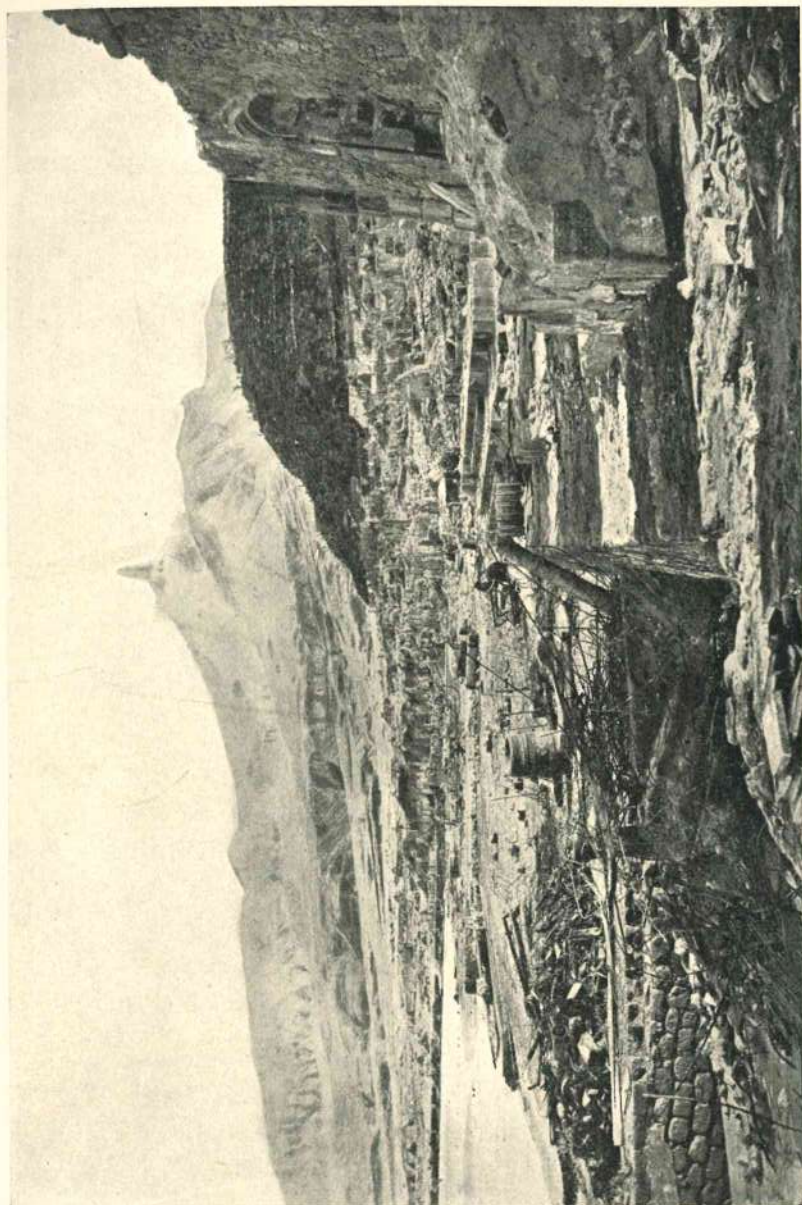
L'azione sterminatrice di questa nube molto densa e velocissima superò quella dei più violenti cicloni. Infatti nella parte nord della città (più vicina al vulcano), tutte le case vennero atterrate e i materiali frantumati furono trasportati e lanciati verso sud, come projettili. Una statua in bronzo della Vergine, pesante Kg. 4300 è stata rovesciata verso sud e trasportata a 15 m. di distanza. Nella parte sud della città, dove le case furono solo parzialmente rovinate, caddero tutti i muri diretti est-ovest, ossia perpendicolari alla direzione della spinta.

Per avere un'idea del disastro, basta osservare la Tav. XX, che rappresenta la città di St. Pierre dopo l'eruzione.

Tutte le imbarcazioni, che erano nel porto, vennero bruciate o calate a fondo, eccettuato il « Roddam », bastimento ancorato a 300 m. da St. Pierre, che non affondò; ma del cui equipaggio, formato di 46 persone, 26 perirono; gli altri sopravvissero gettandosi a mare o rifugiandosi nelle parti interne e chiuse della nave.

L'area completamente devastata, dove tutti gli edifici furono rasi al suolo e tutti gli esseri viventi annientati, fu nettamente limitata al settore sud-ovest della montagna tra St. Philomène e la Petite Anse de Carbet, un poco a sud di St. Pierre. La sua larghezza massima presso la spiaggia è di circa 8 chilometri e va restringendosi a mano a mano che si sale verso il cratere.

---

[1] Il Lacroix trovò un grosso albero (uno dei pochi non sradicati) abbruciato e decorticato nella parte rivolta al vulcano e non dalla parte opposta.

Tav. XX. — L'«aguglia» della montagna Pelée e le rovine di St. Pierre, dopo l'eruzione del maggio 1902 (da A. Lacroix) (vedi pag. 200).

Parossismi simili e poco inferiori per violenza si ripeterono alla montagna Pelée il 20 e 26 maggio, il 6 giugno, il 9 luglio e il 30 agosto e sempre sullo stesso versante della montagna, meno l'ultimo (del 30 agosto), durante il quale l'area devastata si trasportò al versante di levante, dove i paesi di Morne-Rouge e di Ajoupa-Bouillon furono distrutti e oltre mille persone perirono.

Due geologi inglesi, Anderson e Flett, assistettero dal mare, presso St. Pierre, al parossismo del 9 luglio, ed ecco cosa osservarono. Dopo le $16^h.30^m$ le esplosioni al cratere cominciarono a diventare più forti. Alle 20.20 improvvisamente videro, all'orlo della slabbratura a V, apparire una nube densa e nera, la quale stette per qualche istante come sospesa sul fianco esterno ripidissimo del monte, poi si precipitò nel vallone della Rivière Blanche e scese rapidissima fino al mare sempre accompagnata da alti globi di fumo denso a cavolfiore, soltanto alla base più oscura e attraversata da continui lampi.

Dopo 20 minuti, questa prima nube venne dispersa dal vento, e forti bagliori apparvero sopra il cratere e blocchi incandescenti venivano lanciati fino a grande distanza descrivendo nell'aria ampie parabole.

Poco dopo, la cima del monte apparve tutta infuocata; si sentì un sordo boato, e una valanga di blocchi incandescenti si precipitò fuori dal cratere e con estrema rapidità arrivò fino al mare percorrendo in media 50 metri al minuto secondo. La scarica incandescente durò appena un minuto o due, poi seguì una nube densa, opaca, assolutamente impenetrabile, e simile ad una massa d'inchiostro, che si precipitò in basso nella stessa direzione, ma con velocità minore ossia di 26 metri al secondo. In essa i lampi delle scariche elettriche erano meravigliosamente frequenti. Globi di vapori densi, a cavolfiore, si innalzavano su tutto il percorso della corrente, e si mantennero compatti fino al mare, dove a poco a poco si disciolsero e si trasformarono in una nube diffusa sempre diretta verso sud.

Il Lacroix ha visto altre di queste « nubi ardenti » precipitarsi dal cratere della montagna Pelée nel vallone della Rivière Blanche e scendere, come un torrente impetuoso fino al mare. Come si vede nella fig. 67, la nube al principio aveva l'aspetto d'una massa compatta di piccole dimensioni, ma poi, a mano a mano che discendeva, si allargava, si gonfiava, e

sopra di essa si alzava un cumolo di vapori [1] carichi di cenere che aveva tutta l'apparenza del pino a cavolfiore caratteristico delle schiette esplosioni vulcaniane. Questo cumolo di vapori densi, sovrapposti alla corrente, raggiungeva la sua massima altezza, quando la corrente era cinque o sei chilometri lontano dal cratere. Secondo Lacroix, la nube vulcanica del 16 dicembre, quando arrivò presso la spiaggia del mare, aveva 4000 metri di altezza (Tav. XXI).

Alla base di questa nube vaporosa si vedeva scendere dalla montagna un ammasso di materiali solidi incandescenti o a temperatura molto alta [2], formato da blocchi di tutte le dimensioni, pezzi di andesite di più piccole dimensioni, pomici e cenere fina molto copiosa. E tutto questo materiale era costituito dal magma andesitico di recente formazione simile a quello che traboccava nell'interno del cratere formando il domo (pagina 48) [3].

Il Lacroix conclude che le « nubi ardenti » della Pelée erano costituite da una specie di emulsione, cioè da una miscela intima di materiali solidi in sospensione nel vapore d'acqua e in altre sostanze gassose ad alta temperatura. Ciascuna particella della nube era circondata da un'atmosfera di gas e di vapori estremamente compressi al principio, ma che si dilatavano e si svolgevano rapidamente appena si trovavano sottoposti alla sola pressione ordinaria dell'atmosfera.

Dopo il passaggio d'una nube ardente, tutto il vallone della Rivière Blanche, lungo la quale era discesa, si trovava colmato per molti metri di spessore da materiali solidi caotici senza nessun indizio di quel decremento di grossezza che si verifica sempre nei materiali proiettati a distanza dal cratere. Basti dire che blocchi enormi di oltre 100 metri cubi di grossezza arrivarono fino a 6 chilometri dal cratere mescolati con gran quantità di cenere fina. Il solo fatto costante era che un grosso strato di cenere calda copriva come un lenzuolo tutta la zona percorsa dalla nube ardente.

---

[1] Queste nubi erano formate da un'enorme quantità di vapore acqueo. Vi era certamente anche l'acido solfidrico e l'anidride solforosa, ma non in grande quantità. (Lacroix, *op. cit.*, p. 205).

[2] Secondo Lacroix, *op. c.*, i grandi blocchi trasportati nella Rivière Blanche dalle nubi ardenti, dopo parecchi mesi, avevano ancora una temperatura di oltre 500° C.

[3] Il Lacroix, *op. cit.*, p. 211, afferma che nell'inverno 1902-03 i materiali accumulati dalle « nubi ardenti » nella parte alta del vallone della Rivière Blanche superavano 100 m. di spessore.

Nei materiali deposti dalle nubi ardenti mancavano totalmente i frammenti di rocce antiche e le bombe a superficie fratturata tanto caratteristiche delle esplosioni verticali.

A me pare che i fatti accennati dimostrino che le così dette « nubi ardenti » della montagna Pelée (eccettuate quelle del 30 agosto, di cui ho parlato a pag. 101) sono *vere lave frammentarie includenti una enorme quantità di vapore acqueo*, il quale si sprigionava con tanta forza e in tanta copia da innalzare sopra la corrente lavica una nube carica di cenere di migliaia di metri di altezza. Ma questa nube, per quanto grandiosa, non era che un fenomeno accessorio, che seguiva la discesa d'una maestosa corrente di detriti incandescenti (1).

Questa essenzialmente è pure l'opinione di Anderson e Flett, i quali ritengono che il magma andesitico, come massa fluida pesante e mobile, sia stata sollevata dalle forze vulcaniche fino all'orlo del cratere, e poi precipitata in basso sul suo fianco esterno per semplice azione della gravità. I due geologi inglesi affermano che il fenomeno da essi osservato non era l'esplosione di un cannone, ma il movimento impetuoso d'una valanga di natura speciale, contenente come parte integrante sostanze gassose ad alta temperatura (2).

Il Lacroix, invece, ritiene che per spiegare le « nubi ardenti » della montagna Pelée bisogna ammettere una violenta esplosione inclinata, che proiettò il materiale piroclastico in una determinata direzione. Ma molti fatti, riferiti dallo stesso Lacroix, a me pare che dimostrino la natura non esplosiva delle « nubi ardenti ». Infatti il getto di un'esplosione di materie incandescenti varie volte precedette immediatamente il trabocco della « nube ardente »; ma i due fenomeni furono sempre ben distinti tra loro, e lo attestano per l'8 maggio il capitano Freeman e per il 9 luglio i signori Anderson e Flett. Come mostra la fig. 67 presa dall'opera del Lacroix, nel 23 settembre 1903,

(1) L'abate Altéroche, che fu testimonio oculare dell'eruzione dell'8 maggio, afferma nel modo più esplicito che « le nuage, *toujours précédé par une forte colonne de feu*, s'avançait vers le Carbet.... ». E lo stesso Altéroche nella notte seguente (8-9 maggio) vedeva *torrenti di fuoco* scendere per la Rivière Blanche. (Lacroix, *op. cit.*, p. 233-34).

Anderson e Flett affermano che le « nubi ardenti » del Pelée e di St. Vincent erano nient'altro che la parte superficiale di una valanga di materia rovente, cioè « The black cloud covers and envelopes a hot avalanche ». (Op. cit., p. 511).

(2) « It was not the blast of a gun, it was the rush of an avalanche. Gravity did the work and supplied the energy ». (Anderson e Flett, op. cit., p. 510).

mentre si alzava dal cratere il pino verticale di una esplosione, traboccava una corrente di detriti fumanti nel vallone della Rivière Blanche. Orbene, questa successione immediata di un trabocco lavico ad una esplosione è un fenomeno molto comune in tutti i vulcani.

Si aggiunga che le « nubi ardenti » della montagna Pelée, scesero sempre, seguendo il *talus* della Rivière Blanche; il che non pare dovesse verificarsi nell'ipotesi di una proiezione oriz-

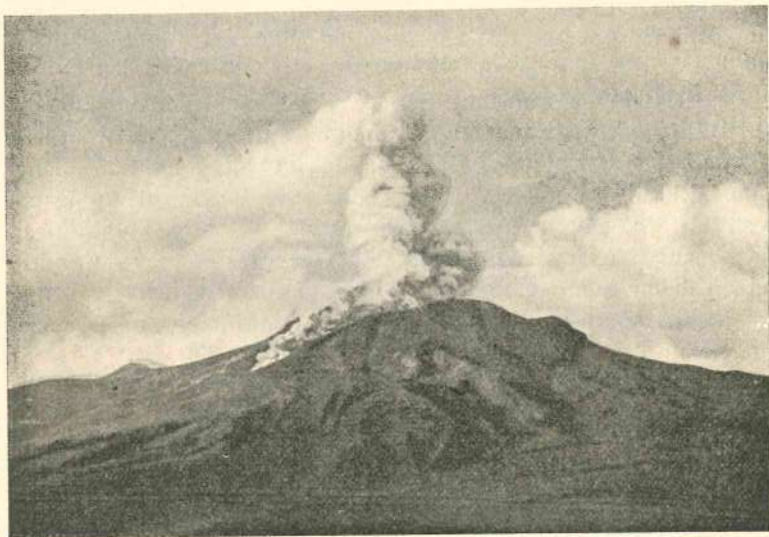
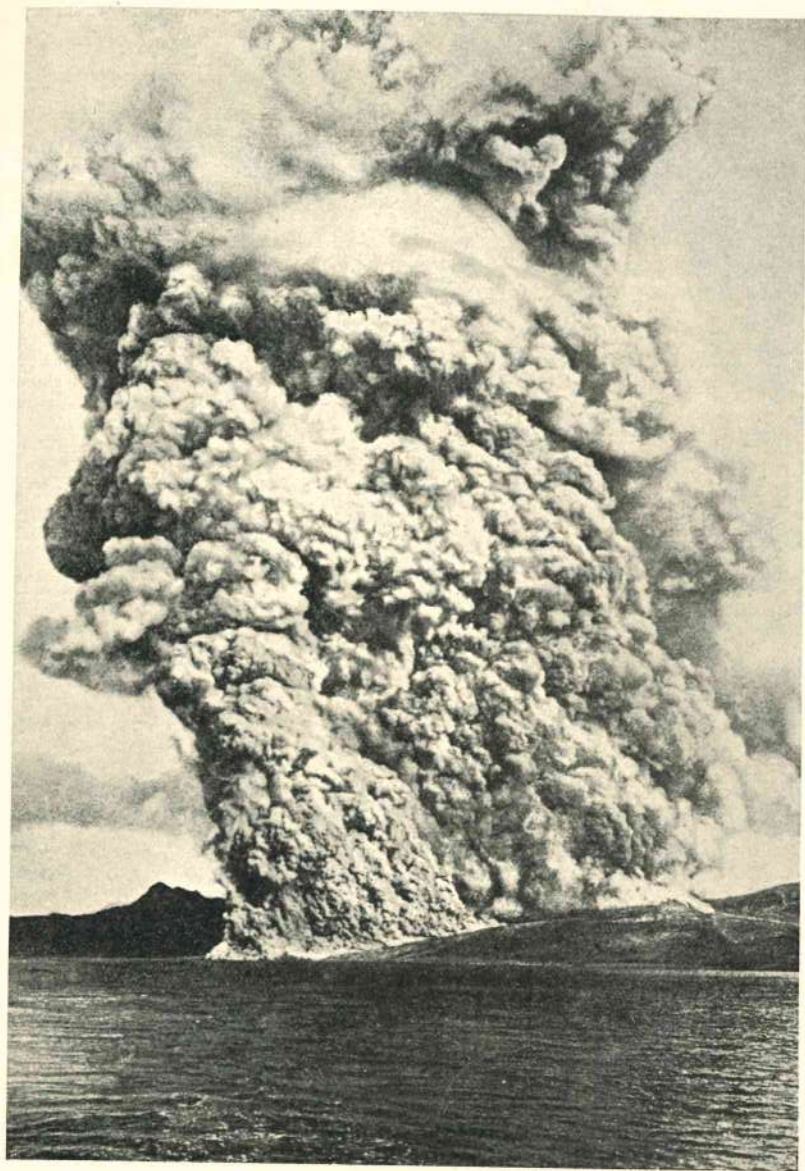



Fig. 67. — Montagna Pelée: esplosione verticale e « nube ardente » che scende nella valle della Rivière Blanche, nel giorno 23 settembre 1903 (da A. Lacroix).

zontale. È vero che il Lacroix fa notare che, sebbene la valanga di cenere scorresse perfettamente come un liquido [1], in qualche punto ha sormontato « talus » abbastanza ripidi; ma anche questo fatto è tutt'altro che nuovo nel corso delle vere lave fluenti (vedi pag. 175).

Infine farò rilevare che, se una proiezione iniziale avesse avuto un'azione importante nella formazione delle « nubi ar-

[1] Il Lacroix, op. cit., p. 209, dopo avere descritta la traccia bianca di cenere lasciata nel vallone della Rivière Blanche dal passaggio di « nubi ardenti », soggiunge; « la netteté de ses contours rappelle ceux qu'aurait produit l'écoulement d'un liquide ».

Tav. XXI. — Nube ardente della montagna Pelée arrivata al mare.
(Fot. A. Lacroix) (vedi pag. 202).

denti », 1° Anderson e Flett non avrebbero visto la nube del 9 luglio arrestarsi per qualche istante all'orlo del cratere; 2° i materiali di grosso calibro avrebbero dovuto arrestarsi nelle vicinanze del cratere, e quelli mano mano più piccoli giungere più lontano; il che non si è punto verificato.

Più ancora evidente fra la natura non esplosiva delle « nubi ardenti », che, nel 7 maggio 1902, devastarono St. Vincent. Come alla montagna Pelée, prima ci fu una forte eruzione fangosa (pag. 199), poi traboccò dal cratere una enorme valanga di detriti incandescenti, che, sormontati e involti da una gran nube nera, densa, carica di cenere, si precipitarono fino al mare. La gran lava-valanga, dapprima si diresse verso sud, ma poi, urtando contro il monte Garu (m. 1079), si divise in due correnti, una di ovest che percorse il vallone di Wallibu e l'altra ad est che scese per quello di Rabaka. Circa 1500 abitanti perirono in pochi minuti, come a St. Pierre, abbruciati o soffocati dal vapore acqueo, dalla cenere ardente e da gas solforosi.

CONFRONTO FRA LE ERUZIONI DELLA MONTAGNA PELÉE E DI ST. VINCENT. — In ambedue questi vulcani: 1° l'eruzione cominciò con una fase esplosiva schiettamente vulcaniana, la quale fu breve ma più violenta alla Soufrière di St. Vincent; 2° seguirono grandi eruzioni di fanghi e poi venne la fase parossismica caratterizzata da lave-valanghe di detriti incandescenti; 3° dopo la quale, si ebbero, a lunghe intermittenze, altri parossismi minori, ma simili a quelli della prima fase.

Alla montagna Pelée si verificò un trabocco di magma in massa (domo a guglia) nell'interno del cratere, e questo è il fenomeno differenziale più importante.

A St. Vincent il materiale proiettato fu più abbondante e più grosso, e i riposi tra due parossismi furono più perfetti che alla montagna Pelée.

Alla Soufrière di St. Vincent avvenne nel 1812 un'eruzione molto simile a quella del 1902.

Il fenomeno comune più caratteristico di queste moderne eruzioni delle Piccole Antille sono certamente le grandi lave-valanghe devastatrici. Perciò Anderson e Flett propongono di designare questo gruppo di fenomeni col nome « eruzioni peleane », le quali consistono in una o più scariche di detriti incandescenti, che si precipitano sui fianchi della montagna in

forma di valanghe di sabbie roventi, accompagnate da grandi nubi nere di gaz carichi di ceneri ardenti, le quali strisciano sopra il suolo con enorme velocità, distruggendo ogni cosa sul loro percorso [1].

Il magma coevo in ambedue i vulcani è andesitico; quello della montagna Pelée mediocremente acido (61-63 °/₀ di silice), e quello di St. Vincent neutro o quasi basico (56-57 °/₀ di silice). Ne segue che il carattere esplosivo più accentuato nelle eruzioni di St. Vincent, si deve non alla acidità del magma, ma alla presenza di una quantità maggiore, straordinariamente grande, di acqua nel condotto centrale del vulcano. L'origine certamente meteorica di quest'acqua è una naturale conseguenza dell'ubicazione speciale dei vulcani in discorso, e spiega nello stesso tempo la scarsità dei cloruri e dell'acido cloridrico tra i prodotti delle loro eruzioni.

Eruzioni peleane in altri vulcani. — Nel dicembre 1711 avvenne nell'isola Sangir (Molucche) una *grande* eruzione i cui fenomeni presentano una notevole analogia con le così dette « nubi ardenti » della Pelée. Dice una relazione pubblicata da Prevost [2] che nel paese di Caudahar *tutti gli abitanti perirono* (2030 persone), e che non restò in piedi nessuna casa nè grande nè piccola: e *fino gli alberi* vennero rovesciati e *consumati*.... Altre 760 persone perirono in paesi più lontani dal vulcano. I soldati mandati a portare soccorsi trovarono 400 morti lungo la strada e parecchi abitanti che mostravano i *loro piedi bruciati*... Il relatore dice che il disastro fu cagionato « tant par l'orage et les secousses de tremblement de terre, dont cette éruption fut accompagnée, que *par les flammes et les pierres, que le volcan poussait du fond de ses entrailles, avec des coups épouvantables.* » I piedi bruciati, gli alberi distrutti, i 400 morti lungo la strada ecc. sono fenomeni così simili a quelli della Martinica, che a me pare non si possano spiegare senza un'eruzione di tipo peleano.

Anche all' isola S. Giorgio (Azzorre) nel 1808 avvenne un'eruzione molto simile a quelle della m. Pelée (v. Cap. VII).

---

(1) Anderson e Flett, *op. cit.*, p. 499.

(2) *Suite de l'histoire générale des voyages*, t. 65. Suppl. pour la déscrip. des îles Moluques. Paris, 1766.

8° Periodi eruttivi.

Cosa s'intende per periodo eruttivo. — Abbiamo visto che l'eruzione del Bandai-San del 1888 consistette in una sola e violentissima esplosione; ma questo caso è eccezionale quanto quello dello Stromboli, che è in attività permanente. Di solito i vulcani presentano per mesi o per anni una successione quasi continua di fenomeni esplosivi o misti (esplosivi ed effusivi) preceduti e seguìti da riposo perfetto più o meno lungo. Ecco alcuni esempi:

Periodi solo esplosivi:

Isola Vulcano (Eolie): agosto 1888 — marzo 1890; forse i fenomeni preliminari cominciarono nel 1873 (pag. 133).

Krakatoa: maggio-agosto 1883 (pag. 144).

Calbuco (Chilì): durante quasi tutto il 1893 (pag. 140).

Periodi misti (esplosivi ed effusivi):

Etna: 1831-32, 1842-1843 e 1863-1865 (pag. 165).

Santorino: 1866-1870 (vedi Cap. V).

Kljutschewskaja (Kamtschatka): 1727-1731 (V. Cap. VII).

Montagna Pelée (P. Antille): 1902-04.

Periodi vesuviani. — In una mia recente pubblicazione [1] ho dimostrato che tutti i fenomeni eruttivi avvenuti al Vesuvio dal 1700 al presente si raggruppano *naturalmente* in dodici periodi o cicli eruttivi ben definiti, perchè precedenti e seguiti da perfetta quiete. Le fasi solfatariche delimitanti i periodi eruttivi durarono in 10 casi su 12, da 2 a 4 anni; il riposo fu una sola volta di 7 anni.

I periodi eruttivi vesuviani cominciarono sempre con attività esplosiva moderata al cratere centrale, continuarono in generale per parecchi anni, con alternanza di fasi esplosive violente o moderate e di efflussi lavici terminali ovvero laterali « tipo 1895 »; infine terminarono con un'eruzione laterale « tipo 1872 » ovvero eccentrica « tipo 1760 ».

---

[1] *Intorno alla successione dei fenomeni eruttivi del Vesuvio*, in atti V Congresso Geografico italiano. Napoli, 1904.

Periodi eruttivi vesuviani posteriori al 1700

Periodi vesuviani *Durata*	Attività quasi continua esplosiva o effusiva	Eruzioni « tipo 1872 » o « tipo 1760 »	Riposi *Durata*
I... 25 anni	1712 - 1737	1737 maggio 19-31	7 anni circa
II.. 16 »	1744 nov. - 1760	1760 dic. 23 - 1761 marzo	quasi 3 anni
III . 4 »	1764 - 1767	1767 ottobre 15-27	2 anni
IV . 9 »	1770 febbr. - 1779	1779 agosto 3-15	3 anni circa
V .. 12 »	1783 agosto - 1794	1794 giugno 15 - luglio 5	4 anni?
VI . 23 »	1799 - 1822	1822 ottobre 22 - nov.	4 anni
VII. 12 »	1827 - 1838	1839 gennaio 1-4	2 anni e 7 mesi
VIII 10 »	1841 sett. - 1850	1850 febbraio 5-15	4 anni circa
IX . 7 »	1854 dic. - 1861 sett.	1861 dicembre 8-10	2 anni circa
X .. 5 »	1864 febbr. - 1868 ott.	1868 novembre 15-25	2 anni circa
XI . 17 mesi	1870 dic. - 1872 apr.	1872 aprile 26-30	3 anni e 7 mesi
XII. 30 anni	1875 dic.- 1906 marzo	1906 aprile 5-21	? ?

Il prolungarsi straordinario del dodicesimo periodo eruttivo forse si spiega per due circostanze, cioè: 1°. un leggero aumento della fluidità del magma, come si rileva dalla maggiore abbondanza del lapillo filiforme [1]; 2° la maggiore frequenza degli efflussi lavici laterali determinata dall'aumento in altezza del Gran Cono vesuviano, il quale, nel 1905-06, aveva raggiunto 1335 m., elevazione non mai toccata in epoca anteriore; mentre la resistenza delle pareti del Cono stesso non era aumentata in proporzione dell'altezza; perchè i prolungati efflussi lavici (1882-83, 1891-94, 1895-99, 1903-04) avvennero tutti alla sua base. Il solo efflusso lavico subterminale veramente copioso e persistente fu quello cominciato il 27 maggio 1905; ma esso fu il preludio o meglio il principio della fase catastrofica di chiusura del ciclo eruttivo.

I fenomeni, che si verificarono nei dodici periodi eruttivi registrati nel quadro precedente, furono molto diversi tra loro

(1) G. Mercalli, *Sulla forma di alcuni prodotti delle esplosioni vesuviane recenti*, Milano, 1903.

per la durata e per la intensità, ma simili per i caratteri essenziali e specialmente per l'ordine con cui si succedettero. In base a queste considerazioni, si possono fare presagi abbastanza sicuri intorno alla cronologia relativa dei fenomeni vesuviani. Per esempio, fin dall'agosto 1895, io asserivo nel modo più esplicito che il ciclo eruttivo cominciato nel dicembre 1875 doveva chiudersi con una catastrofe [1], la quale si è fatta attendere 10 anni, ma purtroppo non è mancata.

9° Terremoti e maremoti vulcanici.

Caratteri dei terremoti vulcanici. — Le eruzioni sono fenomeni essenzialmente meccanici: movimenti sotterranei di magma fluidi, espansione ovvero esplosione di masse gassose, scoscendimento di materiali solidi che seguono ad ogni rapido travasamento di lave; tutti questi fenomeni devono manifestarsi all'esterno con tremori del suolo e fors'anche con leggieri spostamenti della verticale.

I terremoti vulcanici propriamente detti hanno il loro epicentro sul fianco o alla base della montagna ignivoma, e presentano un'area di scuotimento, sempre assai ristretta rispetto alla intensità, o in altre parole sono molto localizzati; perchè il loro epicentro è poco profondo, ossia risiede nell'interno della montagna stessa o poco al disotto di essa. Tipici, sotto questo aspetto, sono i terremoti etnei. Nella notte 18-19 luglio 1865 una scossa di estrema violenza fa rovinare tutte le 150 case del paesello di Fondo di Macchia, situato presso lo sbocco della valle del Bove, uccidendo sotto le rovine 64 persone, ossia il 32 °/₀ degli abitanti; nel suolo si aprono spaccature e massi enormi precipitano dalle circostanti colline. Orbene, a 20 chilometri di distanza la scossa non venne neppure avvertita: per esempio passò inosservata a Catania [2].

---

[1] G. Mercalli, in « Rassegna nazionale » di Firenze, 1° ottobre 1895.

[2] O. Silvestri, *Op. cit.* e Mar. Grassi, *Relazione storica ed oper. sulla eruz. etnea del 1865*, p. 58-59. — L'area centrale disastrosa del terremoto di Fondo di Macchia, non aveva più di un chilometro di larghezza. Quindi il metodo suggerito di Dutton e da Fouqué applicato a questo caso darebbe per *profondità del centro*

$$500 \text{ m.} \times \sqrt{3} = 700 \text{ m. circa.}$$

I terremoti vulcanici si possono dividere in tre categorie, cioè: *precursori, concomitanti e consecutivi.* Avendo già parlato dei primi (pag. 95), dirò ora della seconda e della terza categoria.

I terremoti diminuiscono d'intensità, quando l'eruzione è nel suo pieno sviluppo, però non cessano totalmente. Per es. racconta C. Gemmellaro che, durante l'eruzione etnea del 1852, essendo salito sopra un'altura dominante la valle del Bove il suolo traballava così forte che egli ebbe a provare gli effetti del mal di mare. E Plinio il giovane attesta che, quando la grande eruzione esplosiva vesuviana del 79 era nel suo pieno vigore, a Stabia (Castellammare di Stabia) « da frequenti e lunghi terremoti traballava la casa, e, come smossa dai fondamenti, mostrava or qua or là di cadere ».

Sono accompagnate da terremoti violenti le eruzioni dell'isola di Giava e dell'Islanda.

Invece le eruzioni schiettamente basaltiche dell'isola Hawaii e dell'isola della Riunione avvengono senza terremoti molto sensibili.

Però, in tutti i vulcani, tremori persistenti del suolo, ma affatto locali e di mediocre intensità accompagnano le recrudescenze eruttive, specialmente esplosive.

Terremoti di assettamento vulcanico. — I terremoti *consecutivi* possono essere 1° *tentativi falliti di eruzione* come io dimostrai per quelli dell'isola d'Ischia [1]; 2° effetti di intrusioni sotterranee di magma; 3° effetti di assettamento di materiali solidi rimasti in istato di equilibrio instabile dopo i forti parossismi eruttivi; 4° infine possono essere causati dall'azione dell'acqua esogena penetrante nel suolo, dove trova a breve profondità lave, ancora parzialmente fuse o almeno a temperatura molto elevata.

È noto che all'Etna sono più da temersi i terremoti posteriori alle eruzioni che non quelli precursori, per esempio, terremoti violentissimi seguirono pochi mesi *dopo* le eruzioni etnee del 1865, 1874 e 1879, e sempre i danni furono localizzati presso Zafferana. E la maggiore instabilità di questa plaga orientale dell'Etna, è certamente in rapporto colla formazione

[1] G. Mercalli, *Sulla natura del terremoto ischiano del 28 luglio 1883*, in Rend. R. Ist. Lomb. S. e L., t. 17.

del barranco (Valle del Bove), che squarcia da questo lato l'intero fianco della montagna.

Questi terremoti consecutivi si ripetono talvolta anche dopo secoli e millenni nei vulcani quiescenti o spenti da poco tempo: così io spiego i terremoti di Ponza del 1892, di Ustica del marzo 1906, infine le scosse locali frequenti nei Colli Laziali.

Rapporti tra vulcani e terremoti. — Le opinioni incerte e disparate, espresse dai geologi intorno ai rapporti tra eruzioni e terremoti, dipendono dal non tenere sufficientemente distinti i sismi vulcanici propriamente detti da quelli di altra natura; cioè dai sismi perimetrici ai vulcani, e dai sismi di assettamento orogenico o di assettamento carsico. I terremoti di queste tre ultime categorie sono affatto indipendenti dall'azione dei vulcani; invece questi sono veramente *valvole di sicurezza*, secondo la frase classica di Humboldt, pei sismi della prima categoria, ma non sempre neppure per essi, cioè soltanto nel caso che si tratti di vulcani; 1° poco elevati, 2° in attività permanente come lo Stromboli o a brevi intermittenze come il Vesuvio moderno. Infatti nessun terremoto rovinoso proveniente dal Vesuvio avvenne dopo il 1631, nei paesi vesuviani; e similmente la storia non ricorda nessun terremoto disastroso per le isole di Stromboli, di Lipari e di Vulcano. Il solo terremoto eolico rovinoso accaduto in epoca recente è quello del 16 marzo 1892, ma ebbe l'epicentro presso i vulcani spenti di Alicuri e di Filicuri.

Maremoti vulcanici. — I più grandi maremoti prodotti da eruzioni vulcaniche, sono quelli avvenuti al Krakatoa nel 1883 (pag. 144) e al Tambora nel 1815 (pag. 142). Il primo fu certamente causato da un grande sprofondamento della montagna vulcanica; ma più frequentemente avviene che il mare invada le coste e poi da esse si ritiri, per rapidi movimenti del suo fondo ossia per terremoti che accompagnano l'eruzione. Per esempio, il mare per questo motivo invase le pianure dell'isola Gilolo (Molucche) durante un'eruzione del maggio 1763 (vedi Cap. VII).

CAPITOLO IV.

Chimismo dei vulcani

1° — Prodotti aeriformi e volatili.

VAPORE ACQUEO. — Tra le sostanze gassose emesse dai vulcani la più abbondante è certamente il vapore acqueo. Perciò il pino vulcanico ha l'aspetto d'una nube, e Plinio il giovine nel 79 dell'êra volgare si accorse che il Vesuvio era in eruzione perchè « nubes oriebatur cujus similitudinem et formam non alia magis arbor, quam Pinus expresserit ».

F. Fouqué calcolò che, nell'eruzione etnea del 1865, uscirono circa 2 milioni di m.^{3} d'acqua allo stato di vapore. Tuttavia si deve notare che in quell'occasione l'efflusso lavico fu abbondante, ma moderata l'attività esplosiva, nella quale si ha il maggiore esito di vapore.

Al Vesuvio, diverse volte (per esempio, nell'aprile-giugno 1901) io osservai grandi emissioni di vapore acqueo durante le fasi di riposo ossia senza nessuna projezione di cenere o di scorie fluide. Questi getti di vapore acqueo di color bianco-candido, simile a quello delle fumarole acquose, si alzavano talvolta fino ad un chilom. e più di altezza sull'orlo craterico.

L'emissione di vapore acqueo continua anche nei vulcani quiescenti. Per esempio, Breislak, avendo costruito una camera di condensazione sopra la maggiore fumarola della Solfatara di Pozzuoli, otteneva da 18 a 20 mila litri d'acqua al giorno.

La quantità di vapore acqueo è massima nei vulcani trachiandesitici, e relativamente minore in quelli schiettamente basaltici. Perciò al Krakatoa, al Tarawera, alla m. Pelée le nubi vulcaniche salivano ad altezze enormi (da 10 a 27 Km.). Ma anche nei vulcani basaltici le esplosioni miste o vulcaniane sono

accompagnate da molto vapore acqueo. Per esempio, nella recente eruzione del Vesuvio, il 9 aprile 1906, dal pino vulcanico, presso Torre del Greco, non cadeva cenere asciutta ma fango; e vero fango vulcanico pioveva anche a Napoli nella notte precedente.

Al Vesuvio e all'Etna le lave fluenti sono visibili di giorno a molti chilometri di distanza per la grande quantità di vapori che emanano dalla superficie. Il Palmieri e il Silvestri hanno raccolti e condensati questi vapori ottenendo acqua mista a cloruri alcalini. Al Vesuvio, il vapore acqueo è scarso quando le lave sono viscose, poco scorrevoli e a superficie unita (1); invece è abbondantissimo nelle lave copiose, rapide, a superficie frammentaria come quelle delle grandi eruzioni del « tipo 1872 ».

È bensì vero che, quando nei crateri del Vesuvio e dello Stromboli il magma è completamente fluido e scoperto, talvolta i vapori dell'acqua non si rendono visibili nel momento delle esplosioni schiettamente stromboliane, le quali hanno l'apparenza di vere fontane di magma. Ma anche in questo caso, con tutta probabilità, l'elaterio è il vapore acqueo, il quale svolgendosi direttamente dalla lava avente più di 1000° di temperatura non si rende visibile per la grande rarefazione dovuta al calore. Tuttavia può essere che l'elaterio sia l'idrogeno, che provenga dalla dissociazione dell'acqua o di altra origine. Infatti, nel luglio 1899, stando io di notte sull'orlo del cratere vesuviano, vedevo il magma lavico al calor bianco squarciarsi profondamente, e in mezzo ad una miriade di gocce e di pezzi di lava lanciata non scorgevo nulla che avesse l'apparenza di vapore acqueo; invece vedevo vere fiamme di colore leggermente bluastro prodotte evidentemente dall'idrogeno in combustione (2). Si noti però che, contemporaneamente, un'altra bocca aperta sul fondo craterico dava esplosioni *miste* con vapore acqueo abbondante. In conclusione questo esisteva nell'interno del condotto centrale, ma si rendeva più o meno visibile all'esterno secondo le circostanze dell'emissione.

Se al Mauna Loa e al Kilauea in generale poco appare la presenza del vapore acqueo, ciò si spiega riflettendo che là viene

---

(1) Anche in talune di queste lave apparentemente scarse di vapori, avendo io introdotto un grosso palo di ferro asciutto, lo estrassi tutto coperto di un velo d'acqua acida.

(2) MERCALLI, *Notizie vesuviane an. 1899*, p. 14-15.

impiegato in gran quantità a produrre la vescicolazione del magma, gonfiandolo e facendolo salire nel condotto centrale, e poi sfugge facilmente a poco a poco nell'atmosfera, senza fenomeni violenti, perchè non trova resistenza nel magma stesso che è fluidissimo ([1]). In ogni modo la presenza del vapore acqueo al Kilauea è attestata dal fatto che una nube di vapori si vede apparire sul lago di lava di questo vulcano tutte le volte che l'umidità relativa atmosferica sia abbastanza elevata.

TEMPORALI VULCANICI ([2]). — Nelle grandi eruzioni, il vapore acqueo emesso dai vulcani si condensa in piogge torrenziali accompagnate da scariche elettriche. Nelle eruzioni laterali del tipo vesuviano, questi temporali vulcanici avvengono nella fase esplosiva vulcaniana, che segue dopo il forte efflusso lavico. La pioggia è sempre accompagnata da abbondantissima cenere. Avverte il Faye ([3]) che questi temporali sono locali, immobili, non si spostano, e non producono mai grandine, poichè per la formazione di essa è necessario un forte movimento rotatorio, il quala manca nel pino vulcanico.

Si deve però notare che i temporali vulcanici sono ingranditi dai vapori attirati da tutte le parti dell'atmosfera circostante verso la cima del monte per la rarefazione prodotta dal calore delle materie solide e gassose caldissime emesse dal vulcano. Ecco come si esprimono, con mirabile precisione, Monticelli e Covelli nella descrizione dell'eruzione vesuviana del 1822. *Poco dopo finito il grande efflusso lavico*, « il monte attirando da per tutto le nubi sparse nel cielo, le accumulò sul suo vertice e le sciolse in pioggia dirotta. Gli abitanti de' paesi sottostanti sentirono il fragore de' tuoni che menavano sul monte grande rumore... Non era più il fuoco ma l'acqua che, precipitandosi con impeto dalla superficie del monte, faceva temere maggiori guasti, perchè non assorbita dalla terra.... In Ottajano il fragore della torbida lava *(acqua fangosa)*, che di balza in balza precipitavasi

---

([1]) Perchè nelle « fontane di lava » dei vulcani hawaiani il vapore acqueo spesso non è visibile, il Green ricorre all'aria come elaterio. Ma il Dana, op. cit., p. 225, osserva che l'antica e accettata spiega, che attribuisce l'azione projettiva principalmente al vapore acqueo, non è seriamente invalidato dalle ingegnose osservazioni del Green.

([2]) DU CARLA, *Delle inondazioni vulcaniche*. — BREISLAK, *Memoria sull'eruzione del Vesuvio del 1794*, p. 23-27.

([3]) *Sur les orages volcaniques*, Compt. Rend. Acad. des Sc., nov. 1880.

dal monte era spaventevole: cammin facendo, abbattè le mura dei poderi, che ne ritardavano il corso, e giunta all'abitato riempì di sabbia e di sassi le case a pian terreno... » [1]

I GAS DEI VULCANI. — Dopo il vapore acqueo, le sostanze gassose più abbondanti nei vulcani attivi sono l'acido cloridrico e l'anidride solforosa.

Breislak e Menard de la Groye avvertirono pei primi che l'acido cloridrico è più frequente e più abbondante dell'anidride solforosa al cratere del Vesuvio [2]. Similmente Monticelli e Covelli, nella relazione delle eruzioni vesuviane del 1821-23, affermano « l'acido idroclorico si è sviluppato in tutte le epoche, ed a tutte le temperature. Esso si faceva sentire sul cratere prima della grande eruzione, durante la medesima, con la pioggia delle sostanze solide incoerenti, e ne' fumajoli del cratere e delle lave dopo l'eruzione » [3].

Io che visitai il cratere del Vesuvio almeno un centinaio di volte dal 1892 al presente posso assicurare che in tutto questo periodo di tempo trovai sempre l'acido cloridrico predominante, meno una volta, nel 25 maggio 1903, in cui era molto più forte l'odore soffocante caratteristico dell'anidride solforosa [4]. Il cratere era calmo, ma pochi giorni prima aveva presentato una forte fase esplosiva e pochi giorni dopo doveva avere principio un prolungato efflusso lavico. Altre volte notai (per esempio, nel marzo 1901), che nei brevi periodi di tempo in cui le bocche esplodenti tacevano, le fumarole dell'orlo e delle pareti interne del cratere emanavano con maggior forza HCl e SO_2. Questi due gas sono pure abbondanti lungo le spaccature laterali da cui sgorgono le lave, e sulle lave stesse poco dopo ferme.

Monticelli notò che prima e durante l'eruzione del dicembre 1813 era predominante l'acido cloridrico, invece alcuni mesi dopo (nel maggio 1814) predominava l'anidride solforosa. Lo stesso Monticelli trovò molto abbondante l'anidride solforosa al cratere e più ancora sulla lava poco dopo l'eruzione del febbraio 1822.

---

[1] Monticelli e Covelli, op. cit., p. 91-92.

[2] BREISLAK, *Institutions géologiques*, cap. 101.

[3] Sulla presenza costante dell'acido cloridrico al Vesuvio, vedi PILLA in *Roth, Der Vesuv.*, p. 191.

[4] Spallanzani nel 1788 e Gay-Lussac e Humboldt nel 1805, trovarono pure molto abbondante al cratere del Vesuvio l'anidride solforosa.

In conclusione *al Vesuvio l'acido cloridrico è più costante e più abbondante dell'anidride solforosa, però qualche volta questa lo sostituisce specialmente dopo o sul declinare delle eruzioni.*

Al cratere attivo dello Stromboli, Ch. St. C. Deville (nel 1855) trovò abbondanti gli acidi cloridrico e solforoso; Fouqué avvertì specialmente l'acido cloridrico, e lo Spallanzani solo l'anidride solforosa, come accadde pure a me.

Al Cotopaxi, Wolff (nel 1877) osservò che l'acido cloridrico era abbondante, e all'Izalco Dollfus e Mont-Serrat constatarono nel gaz di alcune fumarole a 400° C fino il 90 °/₀ di HCl.

L'acido cloridrico, invece, è molto scarso alla montagna Pelée (Martinica), e nei vulcani dell'isola Hawaii, dove è più frequente l'anidride solforosa. Ma questa dei vulcani di Hawaii è una vera eccezione; poichè in generale l'acido cloridrico è copioso nei vulcani basaltici, mentre l'anidride solforosa è più abbondante in quelli trachitoidi [1].

Nei vulcani allo stato di Solfatara, manca in generale, l'acido cloridrico; però Fouqué lo trovò abbondante nella Fossa di Vulcano, ma forse la presenza di questo acido preludeva all'attività esplosiva che ricominciava a questo vulcano nel 1873.

Al Vesuvio *l'acido fluoridrico* talvolta accompagna l'acido cloridico, ma sempre in quantità subordinata. Venne trovato dallo Scacchi sulla lava del 1850, e più tardi anche al cratere centrale [2]. E il Palmeri trovò acido fluoridrico libero, insieme ad acido cloridrico, in una cenere vesuviana del 1876 [3].

L'acido solfidrico (H_2S) è abbondantissimo nei vulcani quiescenti, e relativamente scarso in quelli attivi; e ciò è naturale, poichè l'aria penetra nell'interno delle montagne vulcaniche formate di rocce molto porose e fratturate, e l'acido solfidrico, ad alta temperatura e in presenza dell'aria, brucia producendo acqua e anidride solforosa, cioè avviene: $H_2S + 3O = H_2O + SO_2$. Invece, a bassa temperatura, l'H_2S si ossida incompletamente, producendo H_2O e deponendo solfo.

Perciò si spiega, perchè l'aria, che esce dalle fumarole dei vulcani, è sempre povera di ossigeno.

---

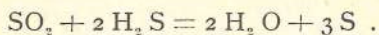
[1] Si disse che ai vulcani Tolima e Puracé (Colombia) non si svolge acido cloridrico; ma Boussingault, *Comp. Rend. Acad.*, 1847 e 1874, in un'acqua del vulcano Paramo de Ruiz trovò, su 1000 p., 5,181 di H_2SO_4 e 0,881 di HCl, e nel Rio Vinagre, al Puracé, constatò pure H_2SO_4 e HCl liberi.

[2] Secondo lo Scacchi, i vulcani spenti della Campania esalarono molto floruro di silicio, poichè nei tufi di Fiano e altrove si trovano assai sviluppati i floruri.

[3] P. Palmeri, *Rend. R. Acc. Sc. di Napoli*, an. 1876.

A Santorino, nelle eruzioni del 1850 e del 1866, l'acido solfidrico venne emesso in quantità grandissima, tanto da avvertirsene il puzzo caratteristico fino a molti chilometri di distanza; e ciò è naturale, perchè nei primi giorni dell'eruzione, il vulcano era totalmente sommerso, e perciò impedito l'accesso dell'aria necessaria per la combustione dell'acido solfidrico.

In una medesima fumarola vulcanica non coesistono in quantità sensibile l'anidride solforosa e l'acido solfidrico; poichè si sa dalla chimica che si decompongono reciprocamente, formando acqua e deponendo solfo, secondo l'equazione:

$$SO_2 + 2\,H_2S = 2\,H_2O + 3\,S\ .$$

Al cratere del Vesuvio, in questi ultimi dieci anni, avvertì poche volte l'odore dell'acido solfidrico e sempre poco sensibile. L. Pilla dice pure che l'acido solfidrico è raro al Vesuvio: egli però lo trovò al cratere centrale nel gennaio e nel giugno 1833; e io pure rinvenni abbondante l'acido solfidrico al cratere del Vesuvio nel maggio del corrente anno (1906), appena dopo la grande eruzione di aprile.

L'idrogeno libero è uno dei prodotti gassosi frequenti nei vulcani attivi. La prima volta venne raccolto da Bunsen in Islanda nel 1846, poi da St. Cl. Deville al Vesuvio nel 1861, e da Fouqué a Santorino (nel 1866), dove talune fumarole ne contenevano perfino il 56 %. Recentemente Lacroix e Moissan trovarono in alcune emanazioni gassose della montagna Pelée il 23,3 % di idrogeno.

L'interessante si è che Fouqué nel 1867 raccolse sulle lave in movimento delle miscele gassose, dove esistevano simultaneamente l'idrogeno e l'ossigeno liberi e in quantità notevole [1]. Con tutta probabilità questi gas provenivano dalla dissociazione dell'acqua [2], e in seno alla lava non si ricombinavano a mo-

---

[1] Ecco le analisi di due miscele gassose raccolte da Fouqué sulle lave di Santorino in movimento (1867):

	I.	II.
Anidride carbonica	0.25	0.22
Ossigeno	20.41	21.11
Azoto	64.36	21.90
Idrogeno	14.70	56.70
Idrogeno protocarburato	0.28	0.07

I. Lava fluente 5 marzo 1867; II. del 7 marzo id.

[2] Il Fouqué, op. cit., pag. 229, scrive: « Il est donc vraisemblable que la vapeur d'eau qui s'échappe en si grande abondance de tous les cratères volcaniques... se trouve a l'état de dissociation au sein de la matière fondue que rejettent les entrailles du sol ».

tivo della temperatura troppo elevata, dovendo essere certamente più di 1000° la temperatura necessaria per mantenere fluida e scorrevole un'andesite acida come quella delle lave di Santorino (pag. 171).

Il *gas delle paludi* o idrogeno protocarburato ($C H_4$) è stato pure osservato e raccolto al Vesuvio, all'Hekla a Santorino al Pelée e in altri vulcani, non in minore quantità dell'idrogeno [1]. Si rinviene in dose considerevole solamente lontano dal condotto centrale, dove la temperatura è poco elevata. Gorceix all'isola Nisiros (dopo l'eruzione del giugno 1873) trovò idrogeno e gas delle paludi.

L'anidride carbonica ($C O_2$) rappresenta l'ultimo alito di vulcani; perchè è abbondantissimo in quelli quiescenti, e anche in vulcani che si possono ritenere definitivamente spenti come sono quelli del lago di Laach (Eifel, Germania), dell'Alvernia [2] del Viterbese ecc.

I luoghi, dove si svolge dal suolo l'anidride carbonica, si chiamano *mofete* [3] e sono molto pericolose per l'uomo e per gli animali. Molto attive sono le mofete nei Campi Flegrei e conosciutissima quella della *Grotta del Cane* di Agnano, craterelago ora prosciugato. In alcune solfatare di Islanda, Bunsen trovò mofete in cui l'anidride carbonica è accompagnata da idrogeno libero e da acido solfidrico. Per esempio, la composizione di due miscele gassose era la seguente:

	I	II
Anidride carbonica	87.43	50.00
Idrogeno	4.3	25.14
Acido solfidrico	6.6	24.12
Azoto	1.67	0.72

I. Solfatara di Krisuvik; II. Solfatara di Reykjahlidh.

Al Vesuvio, e in generale nei vulcani attivi, lo sviluppo

---

(1) Dopo l'eruzione del 1861, alla base del Vesuvio, si trovano anche idrocarburi liquidi galleggianti nell'acqua del mare. Recentemente il Brun, op. cit., estrasse quantità sensibili di idrocarburi dalle obsidiane di diverse località dalla cenere del Vesuvio del settembre 1904, dal lapillo dello Stromboli (1901), dalle audesiti di Santorino. Il Serao, *Istoria dell' incendio del Vesuvio del 1737*, p. 131, dice che alcuni massi eruttati dal Vesuvio erano sparsi e macchiati di petrolio, e afferma che questo liquido « di tutti i tempi si vede uscire a fior d'acqua nella spiaggia posta alle radici del Vesuvio ».

(2) Credner, *Traité de géol.*, p. 139.

(3) Il primo che parlò della Mofete è Lionardo di Capoa in un opuscolo famoso dal titolo: *Lezioni intorno alla natura della Mofete*, pubblicato in Napoli nel 1683.

dell'anidride carbonica c'è, ma è scarsa al cratere centrale e sulle lave, più frequente e copioso verso la fine delle eruzioni e alla base del monte, cioè lontano dal condotto centrale. Infatti, scrive il Serao che « passati alcuni giorni dalla primiera eruzione del fuoco; sboccarono in mille luoghi in quel d'intorno (alle falde del monte) violentissime mofete e tutte nuove, cioè dire, in parti, dove non erano state mai per l'addietro; almeno da lunga mano d'anni e questa » (1).

Pochi giorni dopo l'eruzione del Vesuvio del 15 giugno 1794, le mofete comparvero in molti pozzi e cantine dei paesi vesuviani e cagionarono la morte di molti animali e pure di uomini; Secondo le ricerche accurate di Monticelli e Covelli, le mofete comparvero alla base del Vesuvio solo circa 100 giorni dopo la grande eruzione, dell'ottobre 1822. Erano formate da anidride carbonica (circa 87 %) mescolata ad aria atmosferica e avevano una temperatura appena di 2° C superiore a quella dell'ambiente. Furono più numerose in Resina e Torre del Greco e meno nei luoghi elevati. Mancavano nelle cantine scavate interamente nel tufo, esistevano invece in quelle scavate entro le lave antiche (2).

Anche nell'eruzione del 1861 il Palmieri afferma che cominciò a trovare svolgimento di acido carbonico, dove l'attività eruttiva finiva, e questo aeriforme proporzionatamente cresceva andando verso Torre del Greco, dove giungeva al massimo da impedire la respirazione, per cui perirono polli, cani ed anche molti uomini (3).

Recentemente Lacroix e Moissan trovarono nelle fumarole della montagna Pelée anche *l'ossido di carbonio* CO, non rinvenuto prima d'ora nei vulcani.

Infine nelle miscele gassose emanate dai vulcani si trova sempre l'aria atmosferica ma scarsa di ossigeno, e nel 1902 alla montagna Pelée si rinvenne anche l'Argon.

Il Moissan analizzò la miscela gassosa di una fumarola avente circa 400° C. di temperatura, e vi trovò su 100 parti:

(1) SERAO, *Op. cit.*, pag. 185.

(2) Monticelli e Covelli, op. cit., p. 199-200, nel 1821-22 affermavano: I. fra i prodotti gassosi che tramandano le lave del Vesuvio ed i fumajoli del cratere si deve annoverare anche l'acido carbonico; II. le forti eruzioni sogliono terminare con grande sviluppamento di CO_2.

(3) PALMIERI, *Op. cit.*, p. 67.

Ossigeno 13.67, Azoto 54.94, Argon 0,71, Anidride carbonica 15.38, Ossido di carbonio 1.60, Metano 5.46, Idrogeno 8.12, Acido cloridrico e vapori di solfo appena tracce. Questi gas erano accompagnati da gran quantità di vapore acqueo [1].

FIAMME. — I bagliori, che spesso appaiono alla cima dei vulcani, sono in generale prodotti da getti di materie incandescenti. Ma lo Spallanzani e lo Scrope esagerarono, asserendo che le eruzioni non sono mai accompagnate da vere fiamme prodotte da sostanze gassose (idrogeno e acido solfidrico), che si svolgono dal magma-lavico, e appena vengono in contatto dell'atmosfera si accendono.

Il fenomeno delle fiamme venne osservato nel modo più certo e più grandioso a Santorino nell'eruzione del 1866, dove il prof. Janssen potè osservarle con lo spettroscopio e vi constatò l'idrogeno predominante e piccole quantità di sodio, cloro e rame. Le fiamme apparivano contemporaneamente in centinaia di punti ed erano visibili a grande distanza. Il fenomeno durò parecchi anni (1866-1869).

Il Fouqué così descrive le fiamme da lui viste molte volte a Santorino: « Les fumées roussâtres du sommet (d'Aphroessa) n'étaient autre que des flammes ondulantes hautes d'un dizaine de mêtres... Elles étaient d'un jaune éclatant, comme celles que colorent les vapeurs du sodium. Entre les blocs du partour d'Aphroessa il se produisait aussi des flammes en un gran nombre de points. Les gaz qui leur donnaient naissance en brulante, jaillissaient de crevasses étroites dont les bords étaient incandescents » [2].

Le fiamme vennero osservate all'isola Borbone da Bory de St. Vincent, al Kilauea da Brigham e da Emerson, all'isola Vulcano da St. C. Deville, da Bornemann e da altri [3], al Te Mari (Tongariro) da B. Friedlaender, da altri allo Stromboli [4], all'isola Nisiros nel 1873, alle Azzorre nel 1867, ecc.

---

[1] LACROIX, *La montagne Pelée*, p. 397.

[2] FOUQUÉ, *Santorin*, p. 58-59.

[3] Molte volte dal sig. A. Picone, specialmente nel 1873 (Mercalli, *op. cit.*, p. 149).

[4] B. FRIEDLAENDER, *Some notes on the Volc. of the Taupo Dstrict*, pag. 501. — FRIEDLAENDER e AGUILAR, *Una visita a Stromboli*, in Boll. Soc. nat. Napoli, 1905. — Janssen osservò le fiamme allo Stromboli nel 1867 e ne fece l'analisi spettroscopica. (C. R. Accad. Sc., t. 64).

Nel cratere del Vesuvio osservarono vere fiamme il Delaire nel marzo e nell' ottobre 1751, H. Davy nel maggio 1814, Auldjo nel maggio 1830, L. Pilla nel 1833 e nel 1834 (più volte), H. Abich nell'aprile 1834, G. Guiscardi e L. Palmieri nel 1857, Verdet nel 1859, infine R. V. Matteucci nell'aprile 1898. Io pure, trovandomi la sera del 22 luglio 1899 all' orlo del cratere vesuviano in moderata attività esplosiva, vidi sprigionarsi direttamente dal magma lavico squarciato, fiamme bluastre alte una diecina di metri, in forma di lingue oscillanti e acuminate che comparivano e sparivano con estrema rapidità (1).

Le fiamme dei vulcani talvolta sono quasi incolore e allora si può ritenere che provengano dalla combustione di idrogeno puro, spesso però sono colorate specialmente in giallo (per la presenza del sodio) ovvero in bluastro per la combustione dell'acido solfidrico.

H. Davy ci dice che le fiamme, da lui vedute nel cratere del Vesuvio, avevano circa 55 metri di altezza, e producevano vapore acqueo e anidride solforosa. Abich afferma esplicitamente d'avere riconosciuto nelle fiamme del Vesuvio l'idrogeno bruciante. Infine L. Pilla conclude che le fiamme al Vesuvio erano prodotte dalla combustione dell' acido solfidrico solo quando l'eruzione era al suo termine; invece, quando l'eruzione era in piena attività, erano dovute alla combustione dell'idrogeno puro.

L. Pilla non ha mai visto fiamme sulla lava fluente; ma dice che il Maravigna le ha vedute sulla lava dell' Etna del 1819 (2).

Dalle cose dette risulta evidente che nei vulcani subaerei le fiamme saranno sempre un fenomeno più raro che in quelli sottomarini; poichè nei primi l'aria atmosferica penetra troppo facilmente fino al condotto vulcanico, e perciò l'idrogeno, l'acido solfidrico e l'ossido di carbonio bruciano nell'interno della montagna, e solo quando lo sviluppo di questi gas combustibili è molto grande, le fiamme si rendono visibili anche all' esterno.

(1) Vedi le mie *Notizie vesuviane pel gennaio-giugno 1898*, p. 8 e *per l'anno 1899*, pag. 15.

(2) Anche F. Ferrara vide vere fiamme sulle lave dell' Etna, poichè scrive: « Nella eruzione del 1792, allorchè la lava era anche eruttata a spruzzi, vidi spesso in quei pezzi sbalzati in aria, e ridotti a brani sparsi, dopo alcune picciole detonazioni, *alcune striscie di fiamme variamente colorate e fuggiasche*; io sono certo che tutti questi fenomeni annunziano la presenza del gas idrogeno.... ». (*I campi flegrei della Sicilia*, p. 285).

L. Pilla, in seguito alle sue osservazioni fatte al Vesuvio, concludeva, che il fenomeno delle fiamme non è accidentale ma bensì costante nei vulcani, e che la sola ragione per cui da molti non si sono vedute, si è il non avere potuto guardare convenientemente entro i crateri in eruzione [1].

Sublimazioni e prodotti derivati. — Insieme alle materie gassose sopraenumerate escono dai vulcani molte altre sostanze volatizzate per l'alta temperatura, ma che prontamente si depongono allo stato solido sugli orli delle fumarole e dei crateri formando incrostazioni di svariati ed eleganti colori. È facile poi intendere come in queste incrostazioni si troveranno frammisti prodotti provenienti dalle reazioni dei gas o delle sostanze sublimate con gli elementi dell'aria, o con quelli del magma lavico. Queste reazioni avverranno in parte nel condotto vulcanico o nelle cavità sotterranee con esso comunicanti e in parte all'esterno.

Corpi semplici. — La grande quantità di solfo delle solfatare proviene certamente dalla ossidazione dell'acido solfidrico (pag. 217), ma Monticelli e Covelli nel 1821-22, lo Scacchi e il Deville nel 1855, affermano di avere osservato al Vesuvio anche i vapori di solfo libero [2], che per difetto di temperatura non abbruciava, come fa ordinariamente convertendosi in anidride solforosa. All'Etna, O. Silvestri trovò lo zolfo nelle fumarole dell'eruzione del 1865 e notò che era quasi sempre cristallizzato in prismi monoclini come quando lo si ottiene per fusione. Al Vesuvio, dopo l'eruzione dell'aprile 1906, trovai abbondante lo zolfo cristallizzato e fuso nelle fumarole a bassa temperatura. Più scarso rinvenni pure lo zolfo, dopo l'eruzione del 1895.

L'esistenza del Selenio nativo venne avvertita da Deville all'isola Vulcano nel 1856 e tra i prodotti del Vesuvio da Pal-

---

[1] L. Pilla, *Sopra la produzione delle fiamme ne' Vulcani*, negli Atti Congressi degli Sc. ital., vol. II, p. 12. Napoli, 1845.

[2] Scacchi, dopo avere parlato dello sviluppo di anidride solforosa, scrive: « Molto più raro abbiamo trovato qualche luogo dove emanava l'odore piuttosto grato dello zolfo vaporoso ». *Eruzioni vesuviane del 1850 e 1855*, p. 80. — Il Deville, *Observations etc.*, p. 43, afferma di avere trovato in una fumarola ad alta temperatura, sulla lava del 1855, piccola quantità di solfo nativo « que l'on reconnoissait à son odeur aromatique particulière, et qui se déposait sur le sel ammoniac ».

mieri nel 1855 [1]; e recentemente lo stesso metalloide è stato trovato in quantità abbondante dai prof. Matteucci e Giustiniani nelle incrostazioni delle fumarole della spaccatura del 3 luglio 1895 [2].

La presenza dell'jodio venne constatata da Bornemann, nel 1856 [3] nel cratere dell'isola Vulcano, e al Vesuvio il professor Matteucci afferma di avere constatata la presenza dell'jodio e del bromo nello stesso giacimento del selenio.

Si potrebbero forse enumerare il ferro e il rame tra i prodotti dei vulcani. Infatti si trovarono grandi masse di ferro in un basalte della Groenlandia (ad Ovifak nell'isola Disko) e anche in altre rocce vulcaniche ne venne indicata la probabile presenza [4].

CLORURI E OSSICLORURI. — Al Vesuvio, all'Etna, a Santorino, all' Hekla è abbondantissimo il cloruro di sodio, tanto sulle lave fluenti come nei crateri attivi. Molte volte io ho visto le lave del Vesuvio ricoperte letteralmente di uno straterello di questo sale, che ne rendeva la superficie bianca, come se vi fosse caduta la neve [5].

Spesso al cloruro di sodio si associa quello di potassio, e quindi si forma un miscuglio isomorfo di Alite e di Silvina. Deville nel 1855 al Vesuvio, Silvestri nel 1865 all'Etna, Fouqué nel 1866 a Santorino trovarono sempre predominante il cloruro di sodio su quello di potassio. Però qualche volta succede l'opposto. Per esempio, i prof. Freda e Casoria [6] nelle ultime eru-

---

[1] Il Palmieri, dopo avere riferito che il prof. Guiscardi aveva avvertita in modo dubitativo la presenza del selenio in una incrostazione delle lave del 1858, soggiunge, in nota: « A conforto della probabilità del selenio ricordo di averne una volta nettamente distinto l'odore stando sulla cima del cono presso la bocca nel 19 dicembre 1855. In alcune sublimazioni di colore roseo raccolte poco lungi dall' Osservatorio e consegnate al prof. Raffaele Napoli, si sarebbe trovato il selenio secondo l'annunzio che costui ne diede alla nostra R. Accademia delle Scienze. (Ann. del R. Osservatorio Vesuv., an. 1859, p. 66).

[2] MATTEUCCI e GIUSTINIANI, *Rend. d. R. Accad. d. Sc. di Napoli*, 1897, fasc. 4 e 7.

[3] BORNEMANN, *Sur l'état des volcans d'Italie pendant l'été de 1856*. — DEVILLE, *Compt. Rend. an 1856*, nel sale ammoniaco di Vulcano trovò tracce di jodio probabilmente allo stato di joduro d'ammonio.

[4] O. SILVESTRI, *Sull'esplosione eccentrica dell'Etna del marzo 1883*, p. 144.

[5] L. Pilla dice che nelle grandi eruzioni del Vesuvio il salmarino si trova sulle lave in tanta quantità che i contadini vanno a raccoglierlo per uso domestico. Lo stesso, secondo Boscowitz, avviene all' Hekla.

[6] Secondo Bischoff (cit. in Franco), il cloruro di sodio decompone il silicato potassico, formando silicato sodico e cloruro potassico. Il Fouqué avendo trovato su talune

zioni vesuviane del 1881-83, del 1891-93 e del 1895-99 trovarono più abbondante il cloruro di potassio. E questo può dipendere da diverse cause, cioè: 1° da ciò che il cloruro di potassio è più volatile del cloruro di sodio, e quindi è naturale che il primo volatizzi in maggior quantità negli efflussi lavici lenti (tipo 1795), nei quali la temperatura delle lave e delle bocche laterali dev'essere minore che nelle grandi e rapide eruzioni laviche; 2° da ciò che le leuciti del Vesuvio sono molto ricche di soda, e le grosse leuciti sono molto più abbondanti nelle lave del 1891 e 1895 che in quella del 1855.

I cloruri di sodio e di potassio sono molto scarsi all'isola Vulcano, allo Stromboli e nei vulcani hawaiani. Questi sali alcalini mancano poi totalmente nelle solfatare, dove non c'è la temperatura sufficente per la loro volatizzazione.

Il *sale ammoniaco* o cloruro ammonico (NH_4Cl) è comune nei vulcani tanto in forte attività come allo stato di solfatara. All'Etna è anche più abbondante che al Vesuvio, tanto che F. Ferrara dice che sulle lave del 1780 se ne raccolsero mille libbre (1). Si è osservato che il sale ammoniaco si fa molto più abbondante sulle lave, quando queste raggiungono i terreni coperti di vegetazione. Perciò Bunsen, Pilla, Scacchi e altri pensarono che questo sale in tal caso sia prodotto dalla distillazione delle materie organiche, con cui le lave vengono a contatto. Questo è ammissibile e si è verificato anche nell'ultima eruzione vesuviana del 1906. Ma si deve aggiungere che il sale ammoniaco si è pure trovato al cratere centrale del Vesuvio da H. Davy (2) (nel 1819), al cratere dell'Etna (nel 1863), da O. Silvestri (3) e che si rinviene tra i prodotti delle fumarole della Solfatara di Pozzuoli, e più abbondantemente nel cratere dell'isola Vul-

---

lave molto abbondante il cloruro di potassio pensò che potesse provenire dall'azione dell'acido cloridrico sulla cenere prodotta dalla combustione di piante. *Compt. Rend. Acad. de France*, 26 juin 1866.

(1) Ferrara, op. cit., p. 266, afferma che se ne raccolse moltissimo nell'eruzione etnea del 1809, e aggiunge che « gli Speziali e gli Artisti di Catania fanno uso di esso come del muriato d'ammoniaca del commercio ».

(2) Davy, *Sur les phénom. des volcans*, dice che alcune materie saline da lui raccolte al cratere del Vesuvio erano formate principalmente da solfati e da cloruro di ferro, e che « dans quelques echantillons il y avait une quantité considerable du muriate d'ammoniaque ».

(3) O. Silvestri, op. cit., p. 173.

cano [1]. In questi casi, bisogna ammettere che il clorammonio sia una produzione propria dell'azione vulcanica, e probabilmente abbia origine da una sintesi diretta dell'azoto con l'idrogeno nascente dalla dissociazione dell'acqua. Si formerebbe in tal modo l'ammoniaca, che in presenza dell'acido cloridrico si converte in sale ammoniaco. Secondo Brun, tutte le lave da lui esperimentate tanto acide che basiche calcinate a 800°-900° fornirono cloridrato d'ammoniaca e spesso ammoniaca libera [2].

Com'è naturale, al Vesuvio e negli altri vulcani, dove abbonda l'acido cloridrico, si rinvengono molti altri cloruri dovuti al forte potere salificante di questo acido. Nominerò i principali:

1° Sesquicloruro di ferro giallo ($Fe_2\, Cl_3$), che all'aria si muta, secondo lo Scacchi, in una mescolanza bruna di ossido e di cloruro ferrico ($Fe_2\, Cl_6$) [3].

2° Cloruro di calcio, cloruro di magnesio e cloruro di alluminio, ritrovati dallo Scacchi al cratere del Vesuvio e il cloruro di bario rinvenuto da Palmieri nelle fumarole delle lave del 1858.

3° Diversi ossicloruri di rame idrati.

4° Cloruro di piombo (cotunnia) e cloruro di manganese [4].

5° Cloruro di ferro e di potassio idrato, di colore rosso vivo (eritrosidero di Scacchi).

Siccome al Vesuvio l'acido cloridrico è accompagnato da acido fluoridrico, dovrebbero trovarsi i floruri, ma finora nessuno li ha constatati. Invece si rinvenne nel cratere dell'isola Vulcano, non rara, la *hieratite* che è un floruro doppio di silicio e di potassio.

---

(1) Nel 1873 si ottennero dalle fumarole della Fossa di Vulcano 20 tonnellate di sale ammoniaco.

(2) A. Brun, in *Archiv. des Sc. Phys. et Nat.*, Genève, an. 1903.

(3) Questi cloruri di ferro di colore giallo sono molto abbondanti al cratere centrale e presso le bocche laterali del Vesuvio, e vengono erroneamente prese per solfo dalle persone ignare di chimica.

(4) Il Davy constatò anche la presenza del cobalto al Vesuvio (op. cit. p. 27-28). — Il Casoria, *Studio analitico dei prodotti delle ultime eruzioni vesuviane*, Portici, 1902, trovò, nelle produzioni saline dell'eruzione 1891-93, tracce di cobalto, di molibdeno, di bismuto e di zinco.

Azoturi e solfuri. — O. Silvestri trovò un azoturo di ferro in forma di esilissime incrostazioni a riflessi metallici sulle scorie dell'Etna e del Vesuvio [1].

Alla bocca grande della solfatara di Pozzuoli volatizzano in quantità considerevole due solfuri d'arsenico cioè il Realgar ($As S$) e l'Orpimento ($As_2 S_3$), e, secondo Monticelli e Covelli, l'arsenico solforato rosso e giallo sublima pure al Vesuvio nei fumajoli ad alta temperatura, specialmente nelle grandi eruzioni [2]. Dopo l'eruzione vesuviana dell'aprile 1906, le fumarole deposero Realgar e solfuro di piombo (Galena) [3].

Il solfuro di selenio venne scoperto da Stromayer nel 1822 nel cloruro d'ammonio sublimato nella Fossa di Vulcano; venne poi ritrovato in diverse produzioni saline dello stesso cratere da A. Cossa, il quale constatò pure la presenza del selenio in una riolite dello stesso cratere.

Ossidi e ossisali. — Spesso il primo ossido che compare nelle fumarole ad alta temperatura, è la Tenorite di colore nero [4], che spicca sul bianco candido dei cloruri alcalini. In quantità maggiore si trova all'Etna, al Vesuvio e allo Stromboli l'Oligisto, che tappezza le scorie con laminette iridescenti dai più svariati colori.

Frequente tra le sublimazioni dei vulcani è l'acido borico, ma sempre in piccola quantità meno a Vulcano, dove si trova tanto abbondante da estrarlo per uso industriale. Per esempio, nel 1873 se ne ottennero 3 tonnellate.

Nelle incrostazioni saline, che si depositano presso le fumarole delle lave, sono molto frequenti i carbonati di sodio, di potassio, di ammonio, di calcio, di rame, e specialmente il primo. Infatti nelle lave etnee del 1669 e del 1843 si trova il carbonato di sodio in grandi ammassi, che si scavarono per uso commerciale [5].

---

(1) Warington (cit. in A. Cossa, *Ricerche chimiche e microscopiche* ecc., Torino, 1881, p. 212), asserisce di aver trovato tracce di *azoturo di boro* nell'acido borico di Vulcano. — Il Brun, op. cit., p. 590, afferma di aver trovato in talune lave l'azoturo di ferro e l'*azoturo di silicio*, e di aver potuto isolare il primo per mezzo della calamita.

(2) *Prodromo della Mineralogia vesuviana*.

(3) A. Lacroix, *Sur quelques produits des fumerolles, etc.*, C. R. Acad., Sc., nov. 06.

(4) È un ossido di rame della formola $Cu O$, che si trova abbondante al Vesuvio in laminette esagonali nere tra i prodotti delle fumarole delle lave e del cratere. All'Etna si rinviene invece la Melaconite o Melaconise della stessa composizione chimica.

(5) Silvestri, op. cit., p. 138.

L'anidride solforosa dei vulcani, in presenza dell'atmosfera si converte facilmente in acido solforico e questo reagisce cogli elementi delle lave e forma molti solfati. I più frequenti sono i solfati di calcio (abbondantissimo al Vesuvio), di sodio e di potassio. Al Vesuvio si forma anche un solfato doppio di sodio e potassio chiamato Aftalosa (Vesuvian-salt di Smithson) e diversi solfati di rame e di ferro.

Spesso nelle acque dei crateri-laghi esiste l'acido solforico libero: per esempio, nel lago Telaga-Bodas (vulcano Galounggoung, Giava) nel 1819 esisteva tanto acido solforico che i tronchi d'albero, che vi cadevano, carbonizzavano in poco tempo (Junghuhn) (1).

Infine ricorderò che nel cratere dell'isola Vulcano, il professor A. Cossa rinvenne gli allumi di tallio, di cesio e di rubidio.

Idrocarburi. — Al Vesuvio, dopo l'eruzione del 1861, presso la spiaggia di Torre del Greco, si raccoglievano insieme al CO_2 e al CH_4 anche vapori di petrolio (Palmieri). E recentemente Brun (2) afferma di aver trovato idrocarburi nelle lave e nelle ceneri del Vesuvio (eruzione 1904) e di altri vulcani. Pare, però, che gli idrocarburi siano al Vesuvio molto più abbondanti nei lunghi periodi di quiete. Infatti, Theodorico di Nyem ci attesta che il petrolio si raccoglieva in gran copia alla spiaggia del mare tra Castellamare e Napoli verso il 1348 (3).

Classificazione delle fumarole. — Da tutta la superficie della lava fluente escono gas e vapori; ma quando essa si arresta e prontamente si solidifica alla sua parte esterna, l'emissione di sostanze aeriformi si localizza qua e là, dove la superficie è fratturata (4), e si formano le *fumarole*, la cui attività può continuare per mesi e per anni finchè dura il lentissimo

(1) Vauquelin, in un'acqua del vulcano Idien (Giava), trovò acido solforico e acido cloridrico liberi (*Comp. Rend. Acad.*, 1874, p. 526). — Rojas, *El Rio Vinagre*, 1870, dice che un'acqua termale del Paramo de Ruiz (Colombia) contiene H_2SO_4 tre volte più del Rio Vinagre del Puracé.

(2) *Archiv. Sc. Phys. et Nat. Nat.*, Genève, 1904.

(3) Teodorici de Nyem, *De scismate libri tres*, pag. 86, Lipsiæ 1890.

(4) Nelle lave a superficie frammentaria il maggior numero di fumarole si trovano allineate lungo le morene della corrente; nelle lave a superficie unita le fumarole si stabiliscono in corrispondenza alle spaccature di raffreddamento o ai piccoli *conetti soffianti*.

raffreddamento della parte interna della corrente (pag. 188). Com'è naturale, la natura dei prodotti di queste fumarole cambia notevolmente e con legge costante col diminuire della temperatura.

Analogamente, mentre una colonna continua di vapori si innalza dal fondo del cratere, la quale proviene *direttamente* dal magma che occupa il condotto centrale, attraverso le pareti crateriche si sprigionano le materie aeriformi, dopo avere percorso una via più o meno lunga e avere subìte modificazioni più o meno profonde.

Più volte io notai [1], che numerose fumarole esistevano sulle pareti interne del cratere del Vesuvio e specialmente presso il suo orlo superiore, le quali avevano 400° e più di temperatura ed emanavano vapori molto acidi, con acido cloridrico (predominante) e anidride solforosa, e deponevano sali colorati (cloruri e solfati), mentre contemporaneamente sui fianchi esterni del conetto terminale, e specialmente presso l'orlo dell'antico cratere del 1872, esistevano molte fumarole prevalentemente acquose e con temperatura inferiore a 100°. Notai pure che i vapori delle bocche esplodenti in generale erano meno acidi di quelle delle fumarole crateriche interne, ma più ricche di cloruri alcalini (di sodio e di potassio). Sicchè, quando essi strisciavano sul suolo, vi depositavano abbondanti incrostazioni bianche tinte solo leggermente in giallo e in verde dai cloruri di ferro e di rame provenienti dalle fumarole acide.

La *coesistenza* di *fumarole acquose* presso la cima del Vesuvio e di *fumarole acidissime* all'orlo e nell'interno del cratere stesso non si può spiegare senza supporre che le prime siano alimentate da acqua meteorica, che penetrando per infiltrazione nell'interno del Gran cono, giunta a non grande profondità, ossia prima di raggiungere il condotto centrale, passa allo stato di vapore e risale verso l'esterno in tutti i punti dove il cono stesso presenta lesioni antiche o recenti.

Sulla portata di queste fumarole acquose avvertii l'influenza costante delle variazioni delle precipitazioni atmosferiche, mentre nessun cambiamento corrispondente notai nei vapori provenienti direttamente dal condotto centrale.

---

[1] Vedi le mie *Notizie vesuviane* passim e specialmente An. 1901, p. 14-15 e 1903 gennaio-giugno, p. 20-21.

Il merito di avere iniziate osservazioni sistematiche sulle variazioni dei prodotti delle fumarole vulcaniche in rapporto colla temperatura e con la posizione rispetto ai crateri o alle lave è dovuto a Monticelli e Covelli con ricerche eseguite al Vesuvio negli anni 1821 e 1822. Sullo stesso vulcano fecero osservazioni non meno importanti, a questo riguardo, F. Cassola e L. Pilla nel 1833 e 1834 e A. Scacchi dal 1850 al 55.

Ricerche più rigorose e più interessanti, specialmente perchè estese a tutti i vulcani italiani e a quelli di Santorino, fecero dal 1855 al 1866 St. C. Deville e Fouqué. Il primo indagò le differenze che passano tra le fumarole delle lave, delle fessure laterali e del cratere centrale e dimostrò l'esistenza di sei categorie di fumarole [1], le quali sono distribuite in uno stesso vulcano, in diversi punti più o meno lontani dal centro di massima attività eruttiva, ovvero si succedono nello stesso punto a mano a mano che va declinando l'attività eruttiva e la temperatura che ne è il sintomo più caratteristico.

Deville e Fouqué ridussero poi a quattro i tipi di fumarole essenzialmente diversi e sono i seguenti:

a) Fumarole di 1° ordine secche e neutre, con cloruri di sodio e di potassio, provenienti dalla lava perfettamente incandescente.

b) Fumarole di 2° ordine, acide, con molto vapore acqueo, acido cloridrico e anidride solforosa, cloruro di ferro (che facilmente si trasforma in ossido), e cloruro di ammonio: temperatura di 400°-500° C.

c) Fumarole di 3° ordine, alcaline, con molto cloruro di ammonio e carbonato di ammonio (a cui devono la loro alcalinità): possono contenere acido solfidrico e qualche volta poca anidride solforosa e poco solfo: hanno 400°-500° di temperatura, ma, se depongono solfo, non superano i 100°.

d) Fumarole di 4° ordine, con solo vapore acqueo, con o senza anidride carbonica: la quale appare specialmente nell'ul-

---

(1) Le sei qualità di fumarole distinte da Deville sono le seguenti:

1° Fumarole secche con cloruri di sodio, di potassio, di ferro, di rame, di manganese.

2° Emanazioni di sale ammoniaco e di vapor acqueo.

3° Emanazioni di acido cloridrico e solforoso con vapore acqueo preponderante.

4° Vapore d'acqua con poco acido solfidrico e solfo.

5° Vapore d'acqua puro.

6° Mofete.

tima fase dell'eruzione e nella parte più bassa dell'apparato eruttivo [1]: spesso vi è pure l'idrogeno [2] e il metano (CH_4).

Ciascuna categoria di fumarole è caratterizzata da certi prodotti, non perchè vi esistano soli, come credeva Deville, ma perchè mancano nelle categorie che vengono dopo: per esempio, le fumarole di 1° ordine (dalle lave fluenti) talvolta sono idrate e allora anche acide, ma sempre emanano i cloruri di sodio e di potassio, che mancano nelle altre tre categorie.

Di più, lo stesso Fouqué ha dimostrato che le quattro categorie di fumarole possono coesistere in diversi punti d'uno stesso apparato eruttivo, anche a piccole distanze; per esempio, nel 1865, all'Etna trovò, sopra una stessa corrente molto larga, le prime tre varietà di fumarole passando dalla parte centrale agli orli della corrente.

Io pure, sulle lave vesuviane del 1899, ferme ma incandescenti nell'interno, trovai fumarole secche e neutre con cloruri alcalini, e, a pochi metri di distanza, altre fumarole acide esalanti molto acido cloridrico.

L. Palmieri, riassumendo le sue numerose osservazioni fatte su molte lave vesuviane dal 1855 al 1872, conclude che il vapore, che si svolge dalle lave fluenti o dalle prime fumarole a più alta temperatura, è sempre neutro [3] e in generale idrico, però qualche rara volta anidro; sempre poi depone cloruri bianchi di potassio e di sodio spesso frammisti a poca Tenorite. Perciò propose di chiamare *leucolitiche* queste prime fumarole delle lave incandescenti. In un secondo stadio, col diminuire della temperatura, le fumarole diventano acide, e prima compare l'acido cloridrico, poi in minore quantità l'anidride solforosa e depongono incrostazioni colorate in rosso-giallo-verde; e perciò propose di chiamare queste fumarole *croicolitiche*.

---

(1) Ricerche più recenti e specialmente quelle di DIEGO FRANCO, *Atti del R. Istituto d'Incor. di Napoli*, 1872, dimostrarono che il CO_2 esiste, sebbene in quantità non rilevanti (da 1.42 a 5.79 $^0/_0$) anche nelle fumarole ad alta temperatura, tanto del cratere come delle lave.

(2) Come dissi sopra (p. 218) Fouqué, a Santorino, trovò l'idrogeno sopra lave andesitiche fluenti, e quindi a temperatura altissima.

(3) Monticelli e Covelli, *op. cit.*, p. 54 e 198, nel 1821 e 22, osservarono che le lave del Vesuvio, finchè erano in movimento, esalavano fumo senza acidi liberi e quasi interamente composto di vapore acqueo. Io pure verificai che il fumo biancastro che si sviluppava dalle lave fluenti nel marzo 1893 (nell'Atrio del Cavallo) era perfettamente inodoro e non arrossava la carta azzurra di tornasole. (Mie *Notizie vesuv. pel 1892-93*, p. 7).

Al Vesuvio questa successione delle fumarole croicolitiche a quelle leucolitiche si verifica spesso, ma non è regola assoluta; poichè lo stesso Palmieri (nel 1850) e lo Scacchi (nel 1855) osservarono sulle lave vesuviane prima fumarole idriche, e poi, più tardi quelle anidre. Di più, io notai che sulle lave del 1899 dapprima ci fu la successione normale dalle fumarole di 2° ordine a quelle di 1°, ma poi le fumarole idriche e acide presto cessarono, invece quelle secche, con cloruri alcalini, persistettero attive per più di due anni finchè si mantenne l'incandescenza interna delle lave. Invece, secondo Deville, sulle lave del 1861, appena dodici giorni dopo la loro emissione, le fumarole anidre con cloruro di sodio più non esistevano.

O. Silvestri, studiando i prodotti aeriformi della grande eruzione etnea del 1865, trovò che le fumarole si succedettero nel seguente ordine:

1°. *Fumajoli a sali sodici* con temperatura prossima ai 1000° C.: sono acidi e idrici, con acido cloridrico e tracce di anidride solforosa, poca anidride carbonica e aria povera di ossigeno: depongono cloruro di sodio (abbondantissimo), carbonato di sodio, solfato di sodio, ossido di rame e ossicloruro di rame: rappresentano il momento di massima attività delle lave fluenti e dei crateri.

2.° *Fumajoli a sali ammoniacali*, suddivisi in due varietà, cioè:

a) acidi con temperatura media di 350°, molto acido cloridico e vapore acqueo, anidride solforosa, acido solfidrico, tracce di anidride carbonica e aria disossigenata: depongono sale ammoniaco, sesquicloruro di ferro, oligisto, e, molto tardi, solfo [1].

b) alcalini con temperatura di 216°, vapore acqueo, anidride solforosa e acido solfidrico, tracce di anidride carbonica e aria disossigenata: depongono sale ammoniaco, carbonato e solfato d'ammoniaca: sono frequenti sulle lave e scarse ai crateri.

3.° *Fumajoli acquoso-neutri* ad 80° C. circa, con solo vapore acqueo, tracce di anidride carbonica e aria leggermente disossigenata: esistono nei crateri e sulle lave [2].

---

[1] Questi fumajoli cominciavano a deporre solfo solo dopo circa un mese dalla data della loro apparizione.

[2] Questi fumajoli diedero anche sale ammoniaco. Infatti, scrive il Silvestri, *op. cit.*, p. 170, che parecchi mesi dopo finita l'eruzione « si vide comparire qua e là sulle pendici

4.° *Fumajoli idrocarbonici* ad 80° C. circa, con vapore acqueo e anidride carbonica, e tracce di acido cloridrico, di anidride solforosa e di acido solfidrico, e aria leggermente disossigenata: si trovano solo sui crateri [1].

Le differenze essenziali tra questi risultati ottenuti dal Silvestri all'Etna e quelli avuti da Deville e da altri al Vesuvio, sono due, cioè: anzitutto all'Etna, il vapore acqueo è molto più abbondante sulle lave, e non manca neppure nei fumajoli sodici della lava incandescente. Perciò il Silvestri nega nel modo più esplicito l'esistenza di fumajoli anidri, poichè scrive: « Sia condensando il fumo bianco della lava fluente, sia quello emanante dai già localizzati fumajoli di tal genere (a sali sodici) mi hanno sempre dimostrata la presenza del vapore di acqua » [2].

La seconda differenza è la presenza costante dell'acido cloridrico nei vapori delle lave fluenti etnee, mentre al Vesuvio, se non sempre, certamente molte volte tali vapori sono neutri.

Origine dei prodotti delle fumarole. — Bisogna distinguere questi prodotti in due categorie, cioè: 1° *primitivi* ossia esistenti già formati nel magma, o che accompagnano questo in modo costante, come elementi necessarî all'azione eruttiva; 2° *derivati*, che si formano per reazioni dei prodotti primitivi tra loro, o cogli elementi del magma, o coll'aria atmosferica. I primi interessano direttamente il vulcanologo, i secondi sono oggetto di studio specialmente pel chimico e pel mineralogista.

Sono certamente prodotti primitivi l'acqua e i cloruri di sodio e di potassio; poichè questi cloruri si trovano esclusivamente, dove esiste il magma incandescente avente una temperatura sufficiente per la loro volatizzazione. Il Palmieri, condensando con delle campanelle di vetro il vapore, che si svolgeva dalle lave vesuviane fluenti, trovò sempre cloruro di sodio ed acqua. Il Silvestri analizzando quella patina bianca, che si formava sopra una lava etnea in seguito al primo raffreddamento, trovò, su 100 parti, 90,10 di cloruro di sodio, 9,58 di cloruro di potassio, 0,42 di ossicloruro di rame e traccie di solfati.

---

esterne dei crateri, là dove esalavano dei vapori d'acqua... come uno strato continuo di sale ammoniaco che si sarebbe preso per uno strato di neve se non fosse stato qua e là colorito in giallo dal percloruro di ferro ».

(1) L'acido carbonico comparve più di tre mesi dopo il principio dell'eruzione, come sopra si è detto verificarsi anche al Vesuvio. L'analisi di una miscela gassosa di questi fumajoli di 4ª categoria diede i seguenti risultati (Silvestri, *op. cit.*, p. 169): Su 100 parti di volume: 77,28 di azoto, 17,27 di ossigeno, 5 di acido carbonico, 0,45 di acido solfidrico.

(2) Op. cit., pag. 179.

L'idrogeno proviene pure direttamente dal magma, come in varie occasioni è stato verificato coll'osservazione delle fiamme, e certamente ha origine dalla dissociazione dell'acqua.

L'acido cloridrico non esiste mai nelle fumarole secche; e con tutta probabilità si forma per l'azione del vapore acqueo, il quale, agendo al calore rosso sui cloruri alcalini, li decompone in acido cloridrico e in soda o potassa caustica [1]. Queste basi si combinano coll'acido carbonico dell'aria o con quello esistente nel magma, e si formano i carbonati corrispondenti. Perciò il Silvestri nei fumajoli di 1ª categoria (a sali sodici) trovò perfino il 55,33 % di carbonato di sodio [2].

Che se l'acido cloridrico talvolta manca nei vapori della lava fluente, ed è invece più abbondante nelle fumarole di temperatura media (400° C. circa), ciò dipende, secondo Deville e Silvestri, dal fatto che le temperature troppo elevate affievoliscono le affinità chimiche, sicchè talune doppie decomposizioni più non hanno luogo, mentre più facilmente si compiono a temperature mediocri. Dell'origine del sale ammoniaco già ho parlato (p. 225).

Nelle lave del Vesuvio e dell'Etna bisogna ammettere che esista un composto del rame perfettamente volatile; poichè, mentre questo metallo non è mai stato trovato tra i componenti delle lave solidificate, invece si rinviene in quantità sensibile nei prodotti delle fumarole di 1ª e 2ª categoria. Il Palmieri riteneva che questo composto di rame esistente nel magma fosse la Tenorite, che al Vesuvio si trova spesso frammista, in piccola quantità, al cloruro di sodio. Ma, secondo Rammelsberg, ciò non è possibile, perchè gli ossidi di rame e di ferro non volatilizzano anche alle più alte temperature; invece sono volatili i cloruri. Quindi si può supporre che l'acido cloridrico nell'interno del condotto vulcanico formi dei cloruri di rame e di ferro, i quali, quando vengono in contatto dell'aria, ovvero quando reagiscono col vapore acqueo ad alta temperatura si cambiano in ossidi, producendo la Tenorite e l'Oligisto [3]. S'intende che, all'esterno, per l'azione dell'acido cloridrico, questi ossidi possono di nuovo trasformarsi in cloruri od ossicloruri.

---

(1) Gay Lussac e Thénard dimostrarono che questa decomposizione dei cloruri si fa assai più facile in presenza di acido silicico o di silicati.

(2) Silvestri, op. cit., p. 164.

(3) O. Silvestri con esperienze di laboratorio, facendo agire, alla temperatura del

Lo zolfo è pure un prodotto primitivo nelle lave dell'Etna e del Vesuvio (pag. 223). Il Silvestri lo dimostrò, ricoprendo con uno strato di neve un pezzo di magma fluido proiettato dall'Etna; poichè, dopo questo brusco raffreddamento, trovò nell'interno delle porosità minuti cristalli di solfo citrino misto a cloruro di sodio [1].

L'azione riducente dell'idrogeno nascente per la dissociazione dell'acqua, sopra i solfati di calcio e magnesio esistenti nell'acqua marina o nelle rocce, che vengono in contatto col magma, possono facilmente spiegare la formazione dell'acido solfidrico, il quale, nelle Solfatare, si ossida incompletamente e depone solfo, e, nei vulcani attivi, brucia e produce l'anidride solforosa, come si è già spiegato sopra a pag. 217 [2]. Forse i cloruri di calcio e di magnesio che si rinvengono al Vesuvio sono un prodotto indiretto di questa reazione che avviene in presenza dell'acido cloridrico.

2° Azione metamorfica dei vulcani.

DEFINIZIONI. — L'azione metamorfica dei vulcani può esercitarsi sopra le rocce, che vengono a contatto immediato col magma, ovvero su rocce che si trovano a distanza più o meno grande da esso. Distingueremo, quindi, un metamorfismo *di contatto* dovuto specialmente all'alta temperatura, e un metamorfismo *periferico* dovuto a speciali agenti mineralizzatori, cioè ai gas e vapori, che accompagnano sempre i movimenti dei magma ignei, e la cui azione è notevolmente intensificata dalla pressione, dalla temperatura e dalla lunga durata.

METAMORFISMO DI CONTATTO. — Premettiamo che questo metamorfismo, esercitato direttamente dal calore, è molto sensibile nei dicchi, nei filoni-strati e in genere nelle rocce intrusive; invece è meno efficace nel caso di lave fluenti all'aria li-

---

calore rosso, acido cloridrico su pezzetti di lava, ottenne il sesquicloruro di ferro; poi sottoponendo questo ad una corrente di vapore acquoso, vide fermarsi il sesquiossido di ferro (op. cit., p. 153).

[1] Op. cit., p. 103.

[2] Il prof. L. Ricciardi ottenne pure sviluppo di anidride solforosa, esponendo al calore rosso-bianco una miscela di polvere di rocce vulcaniche con solfato di magnesio, di calcio e di sodio disidratati e fusi.

bera, a causa della breve durata dell'azione e della poca conduttività delle rocce (1).

I principali effetti di questo metamorfismo sono i seguenti:

1.° Fusione, vetrificazione o indurimento. Nei vulcani basaltici (Kilauea, isola della Riunione) avviene non raramente che le pareti stesse dell'edificio vulcanico sono rifuse e attraversate dal nuovo magma. Anche nei vulcani trachitici talvolta i tufi pomicei, alle salbande dei dicchi di riolite, sono convertiti in retiniti. Spesso si verifica la diasprizzazione di argille o di argilloscisti. Riferisce il De Lapparent che le argille plioceniche di Cézallier (nel Cantal) sono trasformate in porcellanite al contatto col basalte e che lo stesso fenomeno si verificò presso Luneville (côte d'Essey). Il Rose trovò al contatto di un porfido, negli Urali, un diaspro che ha tutta la composizione di un'argilla. E Russegger descrive le arenarie del Deschebel-Gekdul nel deserto Buhiuda fuse e vetrificate a contatto dei porfidi quarziferi (2).

2.° Calcinazione e disidratazione e conseguente arrossamento delle argille, per conversione della Limonite in sesquiossido di ferro anidro (Ematite terrosa). Per esempio, nel Viterbese io osservai tufi argillosi divenuti intensamente rossastri per l'azione di una corrente di trachite che vi corse sopra (3). Questa rubefazione degli strati argillosi ricoperti da rocce basaltiche si osserva in scala più grande all'isola Madera.

3.° I calcari amorfi inclusi nelle roccie eruttive o venuti a contatto con esse in condizioni speciali, in modo che, per effetto della pressione, l'anidride carbonica non possa svolgersi, si fanno saccaroidi, e qualche volta nello stesso tempo diventano dolomitici, ricevendo magnesia dai pirosseni del magma. Elie de Beaumont osservò che un calcare a Belemniti delle Hautes-Alpes, fino ad alcuni metri di distanza da un granito, è dive-

---

(1) Per es., in occasione delle recenti eruzioni vesuviane del 1895 e del 1903, io osservai che molti blocchi di lave vecchie inclusi nel magma fluente non vennero fusi neppure alla superficie. Però l'alta temperatura li fece screpolare e vi produsse un distinto clivaggio sferoidale; sicchè, battuti col martello, se ne staccano lamine leggermente curve colla concavità rivolta verso l'interno del masso.

(2) Vedi altri fatti simili in Stoppani, *Corso di geol., III*, p. 28-30. Cfr. De-Lapparent, *Traité de Géol.* IV ed., 1693, 1700.

(3) Mercalli, *Contrib. allo studio geol. dei vulcani Viterbesi*, p. 22. Tufi arrossati dalla trachite si vedono pure nell'isola Ponza sul monte La Guardia. (Mercalli, *Note geol. e sismiche sulle isole di Ponza*, p. 3).

nuto granuloso, e, al contatto col granito, decisamente saccaroide.

4.° Le arenarie, le ligniti e altre rocce si dividono in prismi colonnari, aventi la lunghezza perpendicolare alla superficie della colata o del dicco con cui vengono a contatto. Per esempio, un grès triassico presso Büdingen (Germania), attraversato dal basalte, venne palzialmente diasprizzato e vetrificato, e diviso in prismi molto regolari.

Un caso speciale di metamorfismo di contatto è l'azione che subiscono gli inclusi di rocce antiche inglobate entro magma recente [1]. I principali risultati a cui si giunge collo studio del metamorfismo degli inclusi, sono i seguenti:

Anzitutto, le modificazioni che subisce un incluso sono tanto più sensibili: 1° quanto più grande è la differenza di composizione chimica tra l'incluso e la roccia inglobante; 2° quanto più grande è la profondità a cui gli inclusi sono strappati.

Il metamorfismo degli inclusi consiste in fenomeni d'ordine fisico, cioè fusione e risolidificazione accompagnata o no da ricristallizzazione, e fenomeni d'ordine chimico, cioè scambio di elementi tra l'incluso e il magma e conseguente formazione di così detti *minerali di contatto*. Alcuni di questi minerali si formano nelle rocce in posto, altri nei frammenti staccati e inglobati nel magma.

Quando l'azione del calore non è molto intensa, le quarziti, i gneiss sono solamente ridotti molto friabili. Per esempio, nuclei quarzosi friabilissimi si trovarono nelle lave recenti dell'Etna. Quando, invece, la temperatura è molto alta la fusione e la vetrificazione può essere completa: così in un basalto a la Denise si trovano blocchi di gneiss di 1 m^3 di volume interamente convertiti in vetro bolloso (Lacroix).

Le modificazioni chimiche dell'incluso, nelle rocce basaltoidi, sono prodotte facilmente dall'intima e diretta miscela col magma, che rimane lungamente fuso; invece, nelle rocce trachitoidi, avvengono specialmente per trasporto di agenti mineralizzatori cioè degli elementi volatili dal magma negli inclusi. Però, se l'incluso è inglobato in un magma trachitoide completamente

[1] Vedi su questo argomento l'opera magistrale di A. Lacroix citata nella bibliografia (pag. 17).

fluido allora può essere totalmente riassorbito dal magma stesso producendo in esso una alterazione (endomorfismo) [1].

Se la roccia trachitoide è già parzialmente solidificata, allora l'incluso non subisce fusione nè altre alterazioni fisiche importanti. Per esempio, nelle bombe pomicee a crosta di pane dell'isola Vulcano (fig. 36 e 37) sono estremamente abbondanti i frammenti angolosi di una dolerite perfettamente inalterata e non fusa neppure sugli spigoli.

Secondo Diller e Iddings, gli inclusi di quarzo sono molto frequenti in taluni basalti del nord-America, e in essi si trova un pirosseno ricco di ferro proveniente dalla combinazione dell'acido silicico dell'incluso colla magnetite del magma.

I calcari e le dolomie di epoca secondaria, che circondano le parti profonde del condotto centrale del Somma-Vesuvio, subirono importanti alterazioni per il contatto diretto col magma ovvero per le emanazioni da questo provenienti, e così si formò tutta quella serie di silicati ricchi di calcio e magnesio, pei quali sono tanto famosi i massi rigettati dal Somma [2]. È necessario che questa azione metamorfizzante agisca per un tempo prolungato, perchè produca i suoi effetti. Infatti, tra i massi rigettati dal Somma ci sono pure in gran copia blocchi di calcari, di marne, di arenarie terziarie e quaternarie, venuti alla luce senza avere subita nessuna alterazione, perchè strappati alle parti più superficiali del condotto vulcanico, dove il magma lavico non si trovava in permanenza, ma solo durante le fasi di attività.

Metamorfismo periferico. — L'agente principale di questo metamorfismo è l'affinità chimica, la quale esercita la sua azione fino a grandi distanze, per mezzo dell'acqua e di tutte le altre sostanze gassose, che si svolgono nei fenomeni vulcanici. Per la più lunga durata e per la maggiore estensione

---

(1) Mentre una roccia vulcanica altera le rocce con cui viene a contatto, può essa stessa subire modificazioni nei suoi elementi, e questo fenomeno si chiama *endomorfismo*.

(2) I minerali più caratteristici dei massi rigettati dal Somma sono: l'idocrasia o vesuviana, la wollastonite, il granato, l'anortite, la mejonite (giacinto bianco del Vesuvio), il pirosseno, l'anfibola nera, il mica, l'olivina, la nefelina, il pleonasto (spinello), ecc. Il magma, mentre produce questi minerali agendo sui calcari, subisce esso stesso modificazioni per endomorfismo, cioè si fa più basico (ricevendo calcio e magnesio) e la leucite si trasforma in nefelina o in un feldspato calcico.

su cui si esercita, questo metamorfismo è più importante di quello di contatto.

Gli effetti del metamorfismo periferico si possono ridurre a due categorie, cioè: alterazione dei costituenti essenziali delle rocce e produzione di minerali nuovi.

Le principali alterazioni, che subiscono le rocce, sono la silicizzazione e idratazione, la gessificazione, l'alluminizzazione, la caolinizzazione [1], la fluorizzazione, ecc.: in seguito alle quali, i minerali delle rocce vengono più o meno completamente sostituiti da neoformazioni.

Dove la metamorfosi delle rocce avviene su grande scala è specialmente nei vulcani trachi-andesitici, che perdurano per secoli nello stato di solfatara.

L'ing. Franchi [2] descrisse recentemente il profondo metamorfismo subito dalle trachiti nelle Allumiere della Tolfa, dove non solo i grandi feldspati sono sostituiti completamente da allunite, e quelli di biotite sono alterati, ma quasi tutta la massa della roccia è trasformata in un insieme cristallino di elementi secondarî, tra i quali vi è il quarzo con quella struttura a mosaico che suol presentare in certe rocce metamorfiche (gneiss e micascisti).

Fenomeni simili si osservano in tutti i vulcanici trachitici: per esempio al Pic de Sancy (Francia centrale) il tufo trachitico sopra uno spessore di 200 metri, è trasformato in alunite (De Lapparent).

Alla Solfatara di Pozzuoli le trachiti e i tufi trachitici sono, su grande estensione e fino a notevole profondità, trasformati in una materia terrosa (terra piombina e bianchetto), che risulta da una miscela di silicato d'allumina idrato (caolino) e di solfati d'allumina, di potassa e di altre basi, che in passato si estraevano, per ricavarne con opportuni procedimenti l'allume. Il nome di *Colli leucogei*, dato dai romani alle colline, che circondano questo cratere quiescente, allude appunto al grande sviluppo di questa terra bianca che risulta dal lento disfacimento delle rocce trachitiche.

---

[1] È noto che le leuciti delle antiche lave di Roccamonfina, del Vesuvio e di altri vulcani sono appunto bianco-terrose (da λευκός, bianco) perchè convertite più o meno completamente in caolino.

[2] *Boll. della Soc. geol. ital.*, an. 1900, p. XL.

In tutte le grotte della Solfatara, si trovano molto abbondanti il gesso, diversi solfati ferrosi (la Coquimbite gialla e la Voltaite nera); il sale ammoniaco, il solfato d'ammonio (Mascagnina) e il solfato d'allumina e di ferro chiamato dallo Scacchi Alotrichino per la sua abituale struttura fibroso-sericea. Le fumarole ad acido solfidrico depongono grande quantità di solfo e quelle acquose trasformano la silice della trachite in jalite.

Nelle grandi solfatare delle Piccole Antille è frequente la pirite (nei fanghi eruttivi e nei prodotti delle fumarole) originata dalla riduzione del solfato ferroso.

All'isola di Vulcano (Eolie) le rocce trachitiche sono pure in molti punti quasi interamente trasformate in caolino [1], in gesso, in solfato d'allumina e in allume di potassio e di sodio.

Fin dai tempi dei romani si estraeva in grande quantità l'allume nell'isola Vulcano e in quella di Lipari [2], e, secondo il prof. A. Cossa, l'allume di Vulcano è forse il più ricco giacimento dei due rarissimi metalli: cesio e rubidio.

Nelle spaccature di una trachite della Fossa di Vulcano è abbondante la tridimite, e vi è pure, sebbene scarso, il quarzo.

Le trasformazioni dei calcari in gesso o in dolomia, di arenarie in quarziti ed altre simili, sono effetti volgari del metamorfismo vulcanico. Più interessanti sono i fenomeni di epigenesi che si verificano nei minerali costituenti le rocce eruttive. Già il Judd [3] faceva notare la grande instabilità della leucite che facilmente si converte in feldspato; e recentemente l'ing. Sabatini ha trovato che molte leucititi dei vulcani laziali contengono labradorite, oligociasio, anortite, e che questi minerali non sono originarî, ma prodotti dalle azioni di acque calcosodiche sopra le leuciti. Così queste rocce hanno subito un endomorfismo tanto profondo da cambiarne in gran parte i costitutivi essenziali. Lo stesso Sabatini dimostrò che la *lava sperone* dei vulcani laziali, creduta da vom Rath una roccia sui generis, non è altro che una leucitite profondamente alterata non solo alla superficie, ma talvolta in tutta la sua massa, dall'acido cloridrico e da altri aeriformi delle fumarole [4].

---

[1] Sul fianco esterno occidentale della Fossa di Vulcano io trovai una roccia trachitica completamente caolinizzata.

[2] « Aluminis famigeratum metallum, unde magnum Romani vectigal et Liparaei incredibiles quaestus faciunt » Diodoro siculo, in A. Cossa, *op. cit.*, p. 220.

[3] *Volcanoes*, p. 268.

[4] Sabatini, op. cit., p. 150 seg. Le leuciti laziali sono grigie, invece la lava sperone è sempre di colore giallo-miele o giallo rossiccio.

Gli effetti del metamorfismo vulcanico sono più sensibili nel caso di rocce ignee intrusive; poichè allora, essendo impedita l'emissione esterna diretta e libera delle sostanze gassose, queste filtrano più profondamente nelle rocce circostanti e le metamorfizzano. Per esempio il Salomon recentemente constatò che nel Trentino (val del Daone) le arenarie rosse permiane sono metamorfizzate fino alla distanza di 2 chilometri da una diorite quarzifera (tonalite) intrusiva. I granuli quarzosi e il cemento della roccia, alterandosi, hanno dato luogo alla formazione di molti minerali, cioè: mica, ortose, plagioclasi, tormalina, magnetite, cordierite, granato, pirite, anfibolo, pirosseno calcifero, ecc. [1]. In tutte le collezioni mineralogiche si ammirano i bellissimi minerali di contatto (idocrasia, granato, spinello, pirosseno-fassaite, ecc.) che si trovano nel Tirolo (Val di Fassa e di Fiemme) dove filoni di granito o di diabasi sono injettati nei calcari.

Infine, anche i filoni metalliferi, ricchi di minerali di ferro, di nikel, di rame, di piombo, ecc., sono spessò in rapporti evidenti coi dicchi e colle intrusioni di rocce ignee. Di modo che si può con tutta probabilità supporre che quei minerali abbiano avuto origine da gas e vapori provenienti da magma eruttivi. Per esempio, nell'Harz, secondo Burat [2], i filoni metalliferi di Andreasberg si intrecciano con dicchi di diorite, e nei Vosgi sono incassati entro formazioni di porfidi, sieniti e dioriti. Talvolta il minerale metallifero è disseminato nella pasta stessa della roccia eruttiva. Per esempio, a Dillenbourg (Wiesbaden) un dicco dioritico si scava come miniera di solfuro di nikel, perchè questo minerale è sparso in cristalli in tutta la massa del dicco.

3° Composizione chimico-mineralogica dei magma eruttivi.

Analisi totale delle lave. — Coll' osservazione macro e microscopica si determina la *qualità* degli elementi cristallini costitutivi d'una roccia eruttiva, ma la loro *quantità* relativa si deve dedurre dalla sua analisi chimica totale, o analisi, come

(1) Issel, *op. cit.*, I, p. 374.

(2) In Stoppani, *Corso di Geologia*, III, p. 48.

si dice, in blocco. Si aggiunga che la fluidità e altre proprietà importanti di un magma lavico dipendono specialmente dalla massa fondamentale vetrosa, la cui natura sfugge completamente all'indagine microscopica. Perciò giustamente, nelle moderne classificazioni delle rocce eruttive, si dà la preferenza al carattere chimico su quello mineralogico [1].

Per avere un'idea della composizione chimica complessiva delle lave dei principali vulcani del globo, basterà dare uno sguardo al Quadro a pagg. 244 e 245.

Per giudicare del grado d'acidità d'una roccia, si trova il rapporto esistente tra l'ossigeno della silice e l'ossigeno complessivo delle basi. Secondo Fuchs, nelle lave trachitiche (acide) l'ossigeno della silice sta a quello complessivo delle basi come 3:0,596, e in quelle pirosseniche (basiche) come 3:1,99. Loewinson-Lessing ritiene, invece, che il *coefficiente d'acidità* risulti meglio definito dal rapporto che si ottiene, dividendo il numero degli atomi ritenuti dall'ossido di silicio, per il numero di quelli contenuti in tutti gli altri ossidi della roccia. Nelle rocce ultrabasiche (Augititi) questo rapporto si abbassa fino a 1.14, e nelle rocce più acide (Rioliti) si eleva fino a 4,5.

È poi evidente che, siccome il minerale più acido delle rocce ignee contiene 65-66 % di $Si O_2$, se una roccia ha un tenore in silice superiore ai 66, essa deve possedere l'ossido di silicio libero, e se vi manca il quarzo allo stato cristallino, bisogna supporre, che esista nella base vitrea allo stato amorfo.

Infine dall'analisi totale della roccia si potrà dedurre quella che il Lacroix chiama *composizione mineralogica virtuale* e i petrografi americani « norm » o « standard minerals » ossia la composizione mineralogica teorica, come deriva da calcoli chimici eseguiti in base ai risultati dell'analisi quantitativa.

Per esempio l'analisi dell'andesite emessa dalla montagna Pelée (eruz. 1902), diede la seguente composizione: $Si O_2$ 61,45, TiO_2 0,32, Al_2O_3 18,61, Fe_2O_3 2,02, FeO 4,95, Mg O 2,58, CaO 6,60, Na_2O 3,30, K_2O 1,05, $P_2 O_5$ 0,09.

Orbene, secondo Lacroix, la composizione mineralogica virtuale corrispondente è:

(1) Loewinson-Lessing afferma, nel modo più esplicito, che « la classification des roches éruptives doit se baser en première ligne sur la composition chimique, et en seconde ligne sur la structure, la composition mineralogique et le mode de formation ».

Quarzo 17,72, ortoclasio 6,12, albite 27,78, anortite 31,97, allumina (corindone) 0,31, pirosseni ($SiO_3Ca + SiO_3Mg + SiO_3Fe$) 17,21, magnetite titanifera 3,42, apatite 0,34.

Per interpretare questa composizione « teorica », bisogna confrontarla coi risultati dell'osservazione microscopica e macroscopica, i quali hanno mostrato che nella roccia i fenocristalli dominanti sono: plagioclasio (labrador acido e anortite) iperstene e titano-magnetite, ai quali si aggiungono solo piccole quantità di olivina, di augite, di orniblenda, di apatite. Quarzo cristallizzato non ne esiste; ma, siccome il calcolo chimico darebbe 17,72 % di biossido di silicio non saturato da basi, ne deriva che nella pasta della roccia deve esistere silice libera o un silicato acidissimo. Allora s'intende, perchè la montagna Pelée, nel corso della stessa eruzione, dejettò pure andesiti con quarzo e con tridimite cristallizzata nella pasta, cioè delle vere daciti.

Queste interessanti osservazioni del Lacroix dimostrarono come dal medesimo magma, e in una stessa eruzione, possono avere origine andesiti con quarzo e senza quarzo, secondo le diverse condizioni di emissione e di raffreddamento.

Analogamente l'andesite della Solfatara della Guadalupa, sebbene sia una roccia quasi basica (analisi XVII), contiene, secondo Lacroix, 14,58 % di SiO_2 non saturato da basi. E a me pare che questo fatto spieghi, perchè la roccia al momento dell'emissione fosse molto vischiosa ed abbia costruito un domo nell'interno del cratere (pag. 48).

Il notevole tenore in silice che presentano taluni basalti plagioclasici, si deve certamente all'acidità della base vitrea [1]. Perciò la parte più vetrosa del magma risulta anche più leggera e tende ad occupare la parte più elevata del condotto centrale, come ha constatato Vélain nell'eruzione del 1874 al vulcano dell'isola Riunione.

Del resto, recentemente si sono trovati anche dei veri basalti quarziferi, e quindi notevolmente più acidi dei basalti normali. Sono frequenti, secondo Diller e Iddings, nell'America settentrionale, e ne rinvenne pure il Diller nell'isola Mytilene (mare Egeo) e il Lacroix nella Martinica.

---

[1] Per esempio, in un basalte plagioclasico dell'isola Vulcano (alla punta Luccia) io trovai abbondante l'augite, e tuttavia la roccia contiene il 53,04 % di SiO_2 (anal. XXXV). Ma il Washington, *op. cit.*, p. 325, dalla composizione chimica complessiva, dedusse la presenza di 3,5 % di silice libera, che non era affatto rivelata dalla sola ricerca microscopica.

	LOCALITÀ	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Perdita al fuoco		
	Lave acide e neutre.											
I.	Is. Vulcano (lava 1771)	73.64	15.07	1.63		0.65	2.63	3.06	2.91	0.54	Ricciardi	Riolite vetrosa (obsidianoide)
II.	id. (projetti 1888)	77.55	14.61	2.21		0.32	2.12	1.43	1.62	—	Ricciardi	Andesite quarzifera
III.	Forgia vecchia (Lipari)	74.37	12.65	2.58	—	0.20	1.22	3.85	4.57	0.22	Glaser	Obsidiana
IV.	Is. Vulcano (eruz. 1889)	66.83	11.79	7.86		0.80	2.52	5.54	3.81	0.64	Silvestri	Trachiandesite
V.	Isola Zanone (Pontine)	75.00	13.26	1.10		0.16	0.18	1.67	8.31	—	Abich	Riolite
VI.	Krakatoa (eruz. 1883)	70.00	15.00	4.00		1.3	3.7	4.1	1.9	—	Judd	Andesite iperstenica
VII.	Isola Pantelleria (Cuddia Nera)	70.30	6.32	9.23	1.40	0.89	0.64	7.70	2.52	0.82	Förstner	Riolite sodica (Pantellerite)
VIII.	Pichincha (Quito) (cima)	60.07	13.19	4.74	—	3.46	3.69	4.90	2.18	0.30	Abich	Andesite
IX.	Santorino (lava 1866)	67.4	14.8	6.4		1.0	3.7	4.4	2.3	—	Fouqué	Andesite augitica
X.	M. Nuovo (eruz. 1538)	60.33	18.74	2.82	1.29	0.38	1.15	7.15	7.30	0.56	Washington	Trachite
XI.	Monte Marecocco (isola d'Ischia)	61.88	18.21	2.19	1.38	0.61	1.15	6.81	6.72	0.37	id.	Trachite
XII.	Monte Elbruz (Caucaso)	65.75	18.38	2.00	1.30	1.52	3.40	4.04	4.11	1.20	Dannenberg	Dacite
XIII.	Cumbal (vulc. quiescente)	65.39	15 49	2.80	1.90	2.06	4.48	4.56	1.59	0.55	Küch	Dacite
XIV.	Pasto (lava 1869)	61.26	16.15	4.39	2.66	2.91	5.95	4.93	2.65	0.15	id.	Andesite augitica
XV.	Pelée (eruz. 1902)	61.88	18.30	1.97	4.32	2.71	6.32	3.07	1.09	0.19	Pisani	Andesite
XVI.	St. Vincent (eruz. 1902)	56.71	18.80	3.12	5.35	3.62	8.06	3.65	0.77	0.11	id.	Andesite
XVII.	Guadalupa (Domo)	55.75	19.20	3.20	4.77	4.48	7.47	2.18	0.86	0.87	id.	Labradorite
XVIII.	Bandai San (eruz. 1888)	59.66	15.51	3.76	5.40	3.67	6.56	2.50	1.08	—	Schimidzu	Andesite augitica
XIX.	Merapi (eruz. 1876)	57.26	18.39	7.51	—	3.34	6.21	3.63	2.61	0.94	Lagorio	Andesite
XX.	Irazu (Costarica)	56.73	20.44	5.71	—	2.58	7.23	3.73	2.45	0.54	id.	id.
XXI.	Cotopaxi (eruz. 1885)	56.89	19.72	4.06	3.65	1.91	5.87	5.14	1.96	0.62	Mallet	Andesite (ceneri)
XXII.	Bogosloff (Alaska)	56.07	19.06	5.39	0.92	2.12	7.78	4.52	1.24	0.99	Chatard	Andesite ornibl.
XXIII.	Osorno o Calbuco (Chile)	54.84	23.21	5.33	2.44	0.76	11.37	2.69	—	—	Bruhns	Andesite augitica
XXIV.	Etna (Asse Trifoglietto) media di 4 anal.	55.36	21.02	7.77		2.18	8.21	5.19		—	Sartorius	Andesiti
XXV.	Hekla (lava 1845)	54.76	13.61	—	15.60	1.35	6.44	3.41	1.21	0.07	Damour	Andesite augitica

XXVI. .	Roccamonfina (Monte San Antonio)											con 1.72 di Ti O_2

Lave basiche.

XXVII. .	Vulcanello (Eolie)	51.38	26.35		—	6.03	9.09	4.76	3.33	—	Bäckström	Leucobasanite
XXVIII. .	M. Somma (lava e dicchi)	51.34	19.40	9.98		1.21	9.61	3.0	4.45	—	Roth	Leucotefriti ?
XXIX. . .	Vesuvio (lava 1631, La Scala)	47.71	17.61	2.46	5.68	4.80	9.42	2.75	7.64	—	Washington	Leucobasanite
XXX. . .	id. (lava 1872)	47.65	19.26	2.63	6.48	4.19	9.01	2.78	7.47	0.24	id.	id.
XXXI. . .	id. (lava 1895)	49.55	19.69	9.65	—	3.19	7.70	3.21	5.21	—	Casoria	Leucotefrite
XXXII. .	id. (lava 1899)	48.52	18.74	9.45	—	3.55	8.65	3.38	6.64	—	id.	id.
XXXIII. .	Vulcano Laziale (Capo di Bove)	45.99	17.12	4.17	5.38	5.30	10.47	2.18	8.97	0.45	Washington	Leucitite
XXXIV. .	Saint Vincent (il Somma della Soufrière)	53.51	18.90	3.37	5.70	4.38	9.15	3.13	0.51	0.12	Pisani	Labradorite con 1.06 di Ti O_2
XXXV. . .	Punta Luccia (is. Vulcano)	53.04	13.06	8.18	2.40	5.17	10.61	3.27	2.06	2.21	Ricciardi	Basalte
XXXVI. .	Tarawera (eruz. 1886) . .	50.90	20.0	14.10	—	2.77	10.38	0.70	0.14	—	Pond	Andesite (lapilli)
XXXVII .	Mauna Loa (lava stallatt.)	51.90	13.40	15.50	—	4.80	9.60	3.0	1.10	—	Jackson	Basalte
XXXVIII.	Kilauea (lava recente) . .	49.20	14.90	4.51	12.75	3.90	9.20	1.96	0.95	0.10	Silvestri	Basalte con 1.72 di Ti O_2
XXXIX. .	Kilauea (Capelli di Pele)	50.82	9.14	7.33	7.03	7.22	11.63	1.02	3.06	1.94	Cohen	Basalte vetroso
XL.	Kilauea (eruz. 1843) . . .	51.41	12.92	2.87	9.29	5.45	11.46	2.92	0.70	0.32	id.	Ossidiana basaltica con 2.61 di Ti O_2
XLI. . . .	Fujyama (Giappone) . . .	49.77	20.57	6.06	5.11	5.0	10.37	1.08	0.84	0.73	Wada-Tsunashiro	Basalte anortitico
XLII . . .	Stromboli (lava 1891) . . .	50.00	13.99	5.13	9.10	4.06	10.81	3.02	2.87	0.24	Ricciardi	Dolerite
XLIII. . .	Etna (lava del 1869, media di 6 analisi)	50.92	16.54	8.49	4.52	4.62	12.61	1.66	0.64	—	id.	Dolerite
XLIV. . .	Etna (lave 1863-65, media di molte analisi)	49.73	18.46	6.95	5.59	3.99	10.71	3.50	1.07	—	Silvestri e Fuchs	Dolerite
XLV. . . .	St. Vincent (P. Antille) .	48.71	18.40	3.70	5.33	10.30	10.11	2.34	0.43	0.25	Pisani	Basalte con 1.08 di Ti O_2
XLVI. . .	Eruzione sottomarina 1891 (presso Pantelleria) . . .	44.74	12.74	4.21	11.17	5.82	10.12	4.31	1.41	0.51	Foerstner	Basalte
XLVII. . .	Isola del Fogo (Capoverdi) lava del 1769 ?	43.45	15.40	11.80	Fe e Mn	3.50	10.15	3.95	2.05	0.96	Deville	Basalte con 1.96 di Ti O^2
XLVIII. .	San Venanzio (Umbria) .	41.43	9.80	3.28	5.15	13.40	16.62	1.64	7.40	1.11	Rosenbusch	Venanzite (basalte leuco-melilitico)
XLIX. . .	Isola di Palma (Canarie) .	40.22	14.41	17.42	2.36	7.29	11.53	3.94	1.90	1.10	Wervek	Limburgite
L.	Monte Vulture (spento) .	39.74	10.27	6.07	13.11	4.18	19.11	3.12	0.63	0.50	Ricciardi	Hauynofiro con 3.26 di SO_3

Per completare i risultati delle analisi chimiche riferiti nel Quadro precedente, bisogna aggiungere talune sostanze, che si rinvengono molto frequentemente nelle rocce vulcaniche, ma sempre in piccola quantità. Tali sostanze sono:

L' anidride titanica $Ti\,O_2$ — (nelle lave dell'Etna (¹) fino a 1,80 %).

L' anidride fosforica $P_2\,O_5$, molto frequente sotto forma di apatite.

L'ossido di manganese $Mn\,O$ — trovato, per esempio, in molte lave d'Ischia e del Vesuvio (fino 1,20 % Haughton).

L'ossido di bario $Ba\,O$, frequente ma sempre in piccolissime dosi: per es., una trachite di Montana (America sett.) ne contiene 0,46 % (H. W. Foote).

Infine nei cristalli di origine intratellurica non sono rare le inclusioni di anidride carbonica liquida, e di acqua pura o avente in soluzione cloruri di sodio o di potassio ovvero solfati.

Dall'ispezione delle analisi chimiche registrate nel Quadro restano chiaramente dimostrate alcune conclusioni generali:

1.° I componenti che meglio caratterizzano la composizione chimica complessiva delle lave sono la silice, la magnesia e gli alcali: la magnesia aumenta regolarmente col diminuire della silice (²); il ferro e il calcio variano nello stesso senso della magnesia, invece gli alcali variano in modo tutt'opposto, cioè diminuiscono col diminuire della silice, fatta però eccezione delle lave leucitiche (analisi XXVI-XXXIII), dove la potassa può essere abbondante con un percento di silice piccolo. L'allumina è egualmente abbondante tanto nelle rocce acide come nelle basiche. Perciò, secondo Michel-Levy, tutte le rocce eruttive si devono riferire a due *magma* essenzialmente diversi: un magma ferro-magnesiano (basico) e un magma feldspatico (acido).

2.° Nei vulcani attivi predominano i tipi di acidità intermedia; mentre i tipi estremi, ultraacidi (anal. V) e ultrabasici (anal. XLVIII e L) appartengono a vulcani spenti.

3.° In tutti i vulcani a lave molto scorrevoli il magma è ferro-magnesiano: agli esempi citati nel Quadro aggiungerò che

---

(¹) Secondo SARTORIUS, *Der Aetna*, II, p. 491, la magnetite dell'Etna contiene, su 100 parti: $Fe\,O$ 30,00, $Fe_2\,O_3$ 58,86 e $Ti\,O_2$ 11,14.

(²) E viceversa: la magnesia tende regolarmente a O, quando la silice aumenta. (Michel-Levy).

le lave dell'isola Riunione sono basalti anortitici con 43,98 % di silice (eruz. 1847), e le lave del Mayon (is. Filippine) e dell'Asamayama (Giappone) sono basalti plagioclasici basici.

ANALISI PARZIALI. — Se la roccia contiene fenocristalli, se ne può fare l'analisi parziale, separandoli col metodo dei liquidi pesanti; similmente se la base vitrea è abbondante, se ne fa l'analisi a parte. Poi, dal confronto di queste analisi parziali coll'analisi totale, si può dedurre con maggiore sicurezza la *composizione mineralogica quantitativa.*

Con questo metodo rigoroso e completo di ricerca, il Judd [1] trovò che l'andesite (analisi VI) dejettata nel 1883 dal Krakatoa conteneva su 100 parti: 90 di base vitrea, 6,5 di feldspati, 1,4 di enstatite, 0,6 di augite, 1,5 di magnetite. Constatò pure che la base vitrea conteneva il 72 % di silice ossia era *più acida della lava in massa*, come, in generale, si verifica anche per altri vulcani. Per esempio, il Lacroix trovò che la parte vetrosa delle andesiti recenti del Pelée (eruz. 1902) contengono il 72,40 % di silice, mentre la roccia in blocco ne possiede in media solo 61,88.

L'importanza di questa osservazione sta in ciò che essa spiega, come molte rocce neutre o quasi basiche, si presentino molto viscose e formino dei domi, appunto per la maggiore acidità della base vitrea da cui dipende la loro fluidità.

Dall'analisi parziale dei fenocristalli delle lave dei vulcani, risulta che spesso il potassio è sostituito dal sodio, e l'alluminio o il magnesio dal ferro. Ecco alcuni esempi:

MINERALI DELLE LAVE	Silice	Allumina	Ossido di ferro	Magnesia	Calce	Soda	Potassa	Peso sp.	AUTORI
Leucite del Vesuvio (lava del 1886) . .	55.68	22.80	—	—	—	3.19	17.06	—	Freda
Labrador dell'Etna (M. Piliere) . . .	55.83	25.31	3.64	0.74	10.49	3.52	0.83	2.63	Sartorius
Augite dell'Etna (M. Rossi)	47.63	6.74	11.39	12.90	20.87	—	—	—	»
Augite del Somma	50.27	3.67	20.66	10.45	12.20	—	—	—	Dufrenoy
Olivina dell'Etna (presso Mascali) . .	40.95	0.64	10.53	46.81	—	—	—	3.41	Sartorius
Felspato (sanidino) di Pantelleria . . .	66.63	19.76	0.72	0.30	0.38	7.31	4.86	—	Foerstner

[1] JUDD, *The lavas of Krakatoa*, in *Geol. Mag.*, jan. 1888,

Secondo Abich, la lava etnea del 1669 contiene, su 100 parti: 54,80 di labrador, 34,16 di augite, 7,98 di olivina, e 3,06 di magnetite. Il Sartorius distingue nelle lave moderne dell'Etna, tre varietà: *a)* quelle ricche di plagioclasio e povere di augite; *b)* quelle ricche assai di augite e di magnetite; *c)* quelle che contengono il feldspato labrador e l'augite in quantità press' a poco uguale sia nella massa fondamentale come nei fenocristalli, e annovera tra queste la lava del 1669. La parte vetrosa in generale è scarsa; è alquanto copiosa soltanto nelle lave del 1792 e del 1809 e alle salbaude di alcuni dicchi della val del Bove.

Secondo Haughton, le lave moderne del Vesuvio contengono da 2,3 a 11,6 % di base vitrea.

CONCENTRAZIONI E INCLUSI. — Molte rocce eruttive, specialmente trachitiche, presentano una costituzione non omogenea ossia parti diverse per colore, per cristallinità, per compattezza, come si verifica per il piperno di Pianura (Campi Flegrei) e per tutte le rocce dette per analogia *a struttura pipernoide*. Il piperno è una trachite di colore grigio, disseminata di nuclei nerastri elissoidali o nastriformi detti *fiamme* [1].

Questa inomogeneità può dipendere da una diversità primaria o originaria di composizione o di struttura del magma (*schlieren* di E. Reyer), ovvero da una differenziazione subìta dal magma posteriormente alla sua prima formazione (rocce *bisomatiche* o *tassiti* di Loewinson-Lessing). Anche taluni tufi presentano la struttura pipernoide; essa, per esempio, si osserva nel così detto tufo di trasporto della Campania (tufi fluoriferi di Scacchi), il quale forse è geneticamente connesso con il vero piperno. Belle trachite pipernoidi ricordo di avere visto all'isola Procida (punta Lingua) e all'isola Santo Stefano (is. Pontine).

Dalle semplici segregazioni (Schlieren) si passa insensibilmente agli *inclusi omeogenici*. Così chiama il Lacroix i noduli d'olivina o noduli di augite e di orniblenda contenuti in un basalte, ovvero un nodulo di sienite nefelinica in una fonolite. In generale, questi inclusi possiedono press' a poco la stessa com-

---

[1] Molto si è discusso sull'origine del Piperno. Schacchi lo riteneva un tufo metamorfizzato e Guiscardi una trachite; e questa seconda opinione è la più ammissibile. (MERCALLI, *Vulcani e fenom. vulc. in Italia*, p. 43).

posizione chimica della roccia involgente, ma differiscono per la struttura, cioè sono granulosi invece di essere microlitici. Talvolta sono formati da uno solo o da alcuni dei minerali che costituiscono i fenocristalli di origine intratellurica (nuclei di olivina in un basalte), e questi elementi sono i più basici; poichè già ho detto (pag. 193) che nelle rocce ignee si formano prima gli elementi ferro-magnesiani.

In generale sarà difficile giudicare, se questi nuclei risultanti da minerali omogenei con quelli della roccia involgente, si debbano considerare come inclusi o come semplici *concentrazioni* cristalline.

I veri inclusi sono pezzi di rocce solide strappati alle pareti del condotto vulcanico, e sono di due categorie, cioè: *a)* frammenti grossi e piccoli di lave vecchie (materiale autogeno ma non coevo) ricacciate fuori senza essere rifuse e riassimilate dal magma; *b)* rocce di natura diversa, cristalline o sedimentari (materiale enallogeno), formanti il sottosuolo su cui è impiantato il vulcano.

I massi rigettati calcarei o di altra natura, di cui ho già parlato (pag. 238) vengono specialmente proiettati isolati ovvero inclusi nelle bombe, ma qualche volta sono pure trascinati all'esterno dalle lave fluenti.

Nelle lave dell'Etna del 1883, del 1886 e del 1902 sono molto frequenti i nuclei di una quarzite bianca resa friabilissima dall'alta temperatura [1].

Frammenti di granito si trovarono nelle lave del Mauna Kea (Hawaii), in quelle di Niedermendig (Eifel), dell'isola dell'Ascensione, dell'isola Lipari (località: Canneto) e dell'Jorullo (Messico) [2].

Ma gli inclusi più frequenti nelle lave sono i frammenti di lave vecchie provenienti da colate e da dicchi spaccati e sfasciati dalla spinta del nuovo magma, che viene a giorno da una squarciatura laterale. Per esempio, abbiamo detto che al Vesuvio (pag. 161) la comparsa di una lava laterale è spesso preceduta immediatamente da una frana di massi. Segue poi il magma, il

---

[1] G. MERCALLI, *Sopra l'eruzione dell'Etna del 1892*, p. 16. Questi nuclei di quarzite vennero osservati la prima volta da L. Ricciardi e da O. Silvestri nelle lave del 1883. Inclusi di quarzo furono trovati da Johnston-Lavis nelle lave dello Stromboli e da me in quelle di Vulcano.

[2] Fuchs, *op. cit.*, p. 189.

quale involge e travolge in basso gran copia di questi massi. Si formano così delle *lave a breccia* che hanno l'aspetto più d'un conglomerato caotico a grossi elementi che di una colata. La fig. 65 rappresenta una di queste lave a breccia da me osservata al Vesuvio nel 1903. Taluni di questi blocchi rivestiti di lava scoriacea si sarebbero facilmente scambiati per bombe se la loro posizione nella lava fluente non ne avesse chiarita l'origine [1].

Variazioni dei magma. — Al Vesuvio dopo il 1631 e all'Etna dopo il 1669, l'azione vulcanica conservò gli stessi caratteri essenziali, variando solo d'intensità; e ciò perchè la composizione chimica delle loro lave si conservò quasi costante, cambiando solo notevolmente la frequenza relativa dei fenocristalli. Per esempio, al Vesuvio tutte le lave delle eruzioni « tipo 1895 » (pag. 156) sono ricche di grosse leuciti, invece tutte quelle delle eruzioni « tipo 1872 e 1861 » presentano grosse augiti [2]. Tuttavia nelle lave vesuviane recenti pare si verifichi un leggero incremento di acidità (analisi XXIX-XXXII), il quale spiega la viscosità del magma delle cupole laviche 1891, 1895 e 1903 e la frequenza di fasi esplosive violenti (maggio 1900, marzo 1903, settembre 1904). Piccole variazioni nella composizione chimica e nella struttura delle lave si osservano perfino durante una stessa eruzione. Per esempio, Ch. Vélain constatò che, nel 1874, al vulcano basaltico dell'isola della Riunione le lave traboccate in alto dal cratere Dolomieu erano sensibilmente più acide, più vetrose e meno pesanti di quelle che, a breve distanza di tempo, fluirono da bocche laterali alla base dello stesso vulcano [3].

Ma, durante la vita d'un vulcano, possono avvenire cambiamenti assai più importanti nella natura dei prodotti, cioè un magma ferro-magnesiano (basico) può diventare alcalino-terroso e decisamente alcalino (acido); e allora il vulcano passa dal tipo effusivo a quello esplosivo; e l'inverso avviene, se l'evoluzione del magma si verifica in senso opposto.

---

[1] Il Dana, *op. cit.*, p. 10, descrive certe masse subsferiche (« lava-balls ») a struttura concentrica frequenti nelle lave dell'isola Hawaii.

[2] Io trovai che in queste lave prive di grosse leuciti, sono assai abbondanti le leuciti microscopiche. Per cui conclusi che il percento di leucite nei due tipi di lave è press'a poco uguale. (Mercalli, *Notizie vesuv. pel luglio-dic. 1895*, p. 27-28).

[3] Vélain, *Les volcans*, p. 37.

Queste profonde differenziazioni magmatiche hanno sempre bisogno di un lungo tempo per arrivare a compimento; perciò si manifestano soltanto dopo secolari riposi, e specialmente quando il riattivarsi del vulcano coincide con lo spostamento dell'asse eruttivo.

Un esempio molto istruttivo, a questo riguardo, ci presentò recentemente il Tarawera; poichè nel 1886 si rimise in attività, dopo prolungatissimo riposo, deiettando andesiti basiche, mentre le sue rocce antiche erano tutte rioliti.

Considerando la diversa composizione chimico-mineralogica dei magma, che si sono succeduti durante un gran lasso di tempo (talvolta superiore ad un'epoca geologica), in un dato centro eruttivo ovvero in centri eruttivi appartenenti a una stessa regione, alcuni (Richthofen, Iddings) credettero di venire alla conclusione che l'emersione di rocce basiche o neutre aprirono la via ai tipi acidi. Infatti in alcune parti d'Islanda si osservò la successione di basalti, andesiti e infine rioliti, e nell'Yellowstone-Park (America sett.), le rioliti vennero pure dopo le andesiti ovvero le andesiti si fecero a poco a poco più acide e finirono per dar luogo a delle daciti. Anche al Popocatèpetl (Messico) seguirono: 1° basalti, 2° andesiti, 3° trachiti [1].

Perciò il De Lapparent scrive: « on pourrait donc, admettre que, durant une periode eruptive determinée, il se produit, dans le magma sous-jacent au centre vulcanique, una differentiation qui tend à le rendre de plus en plus acide » [2]. Ma poi subito dopo fa notare che tanto nell'America settentrionale come nell'Alvernia la serie delle eruzioni si chiuse con grandi inondazioni basaltiche.

In ogni modo è certo che in molti vulcani si verificò nel modo più evidente il passaggio del magma dalla composizione acida o neutra alla basica [3]. Già ho ricordato il Tarawera. Qui

---

[1] J. C. Russell, *Volcanoes of north America*. — Secondo Verbeek, *opera cit.*, p. 783, nel vulcano Lourous (Giava) esiste un recinto antico di rocce leucitiche, e un cono interno più recente di andesiti con orniblenda e quindi più acide. Similmente nel vulcano Guedé ad un primo periodo di prodotti basaltici ne succedette un secondo (attuale) di prodotti andesitici. — Alla Soufrière di Saint Vincent (P. Antille) le lave attuali (eruzione 1902) sono leggermente più acide di quelle del recinto o Somma della Soufrière (anal. XVI e XXXIV). Infine ai colli Euganei le rioliti o altre rocce acide seguirono dopo l'estrusione di basalti o di andesiti.

[2] *Traité de Géol.*, éd. IV, p. 1719.

[3] Il prof. L. Ricciardi (*Sul passaggio delle rocce acide alle basiche*, Reggio d'Emilia 1887) sostiene che questa avvenga in tutti i vulcani; ma ciò neppure è vero, come dimostrano i fatti da me qui riferiti.

aggiungerò qualche altro esempio. All'isola St. Paul, secondo Vélain, le rocce antiche sono rioliti quelle recenti sono basalti. All'Etna l'asse eruttivo antico del Trifoglietto (pag. 73) diede andesiti con 55-56 % di silice, l'asse moderno dà lave doleritiche con 49 % circa di silice. Allo Stromboli, dal condotto centrale più antico sgorgarono andesiti con 61,78 di $Si O_2$, mentre le dolerite del condotto eccentrico attuale sono molto più basiche (anal. XLII). Anche al Somma-Vesuvio le lave del Gran Cono sono leggermente più basiche di quelle del recinto. E a Pantelleria si verificò un'evoluzione molto regolare del magma da acido a basico, cioè alle pantelleriti con 70,30 % di silice seguirono fonoliti e andesiti con 61-67 di silice, poi basalti con 49,3 % di silice, infine altri basalti ultrabasici (analisi XLVI).

Infine ci sono vulcani italiani e stranieri, nei quali il magma da acido divenne basico e poi di nuovo acido, o viceversa; e queste alternanze si ripeterono anche più d'una volta. Per esempio al Krakatoa, secondo Verbeek, vennero alla luce: 1° andesiti quarzifere; 2° basalti (forma effusiva); 3° andesiti augistiche (efflussi e proiezioni); 4° di nuovo andesiti acide dell'eruzione 1883 (solo proiezioni).

Nel gruppo di Roccamonfina, precedettero leucititi e leucotefriti (basiche), poi vennero trachiti e andesiti, infine basalti; e nel vulcano di Santorino il magma fu prima acido, poi basico o appena neutro, poi di nuovo acido (eruzione 1866). Ma il vulcano italiano, che presentò più profonde differenziazioni di magma, è l'isola Vulcano (pag. 129-32). Infatti, considerando la formazione di quest'isola come dipendente da un unico focolare vulcanico, bisogna ammettere che l'asse eruttivo si spostò varie volte e che si succedettero *almeno* cinque differenziazioni di magma nel seguente ordine: 1° trachi-andesiti acide (m. Lentia) con 70,38 di $Si O_2$; 2° andesiti e basalti (cratere del Piano) con 53-55 di $Si O_2$; 3° andesiti e doleriti (Fossa di Vulcano, parte antica) con 55-59 di $Si O_2$; 4° andesiti e leuco-basaniti (Vulcanello) con 51,4 di $Si O_2$; 5° rioliti e trachi-andesiti (Fossa di Vulcano, eruzioni storiche vedi analisi I, II e IV).

Non cito altri fatti, perchè mi pare che quelli già registrati bastino per dimostrare che la *differenziazione dei magma avviene con ciclo diverso nei diversi vulcani;* e che perciò si deve ricercare la causa del fenomeno non in un fatto d'indole generale, ma nelle condizioni geologiche *locali* di ciascun vulcano,

in quanto che, variando la profondità del focolare vulcanico, il magma viene a contatto con rocce di differente natura, delle quali può ricevere elementi che ne modificano la composizione chimica. Se queste rocce sono ricche di silice (graniti, gneiss, quarzoscisti, ecc.), acccentueranno l'acidità del magma; se, invece, sono ricche di calcio, magnesio, ferro (serpentine, anfibolosciti, dolomie, calcari, ecc.) ne aumenteranno la basicità. In questa ipotesi, il vapore acqueo e gli altri *agenti mineralizzatori* fluidi serviranno di veicolo tra il magma e le rocce circostanti. I così detti minerali di contatto (pag. 237) emessi dai vulcani nei massi rigettati, sono in generale silicati, i quali si sono formati a spese della silice e degli alcali del magma, mentre questo riceve in cambio calcio, magnesio, ferro e si arricchisce di augite, di olivina e in genere di elementi basici.

Alcuni vulcanologi ammettono, a questo proposito, la così detta teoria del *vaso chiuso,* cioè cercano di spiegare la differenziazione dei magma come effetto di un semplice fenomeno fisico, quale è l'azione raffreddante delle pareti, o la divisione del magma in parti sovrapposte di diversa densità (liquazione). In quest'ordine di idee, il Durocher [1] paragonava i magma eruttivi ai bagni contenenti allo stato di fusione parecchi metalli, e che, secondo le circostanze di loro solidificazione, si dividono in leghe di diversa natura, sebbene il bagno primitivo offrisse la stessa composizione.

Ma queste ed altre simili ipotesi, che hanno di comune l'evoluzione interna magmatica, urtano contro un fatto che ora passo ad esporre, e che chiamerò *individualizzazione dei magma.*

Spesso avviene che tutte le rocce d'uno stesso centro eruttivo conservino un'aria di famiglia, o, come alcuni dicono, una certa consanguineità manifestata da qualche carattere chimico o mineralogico comune [2]. E il fatto è troppo costante per essere ritenuto casuale.

Le rocce del Somma-Vesuvio sono tutte leucitiche e ricche

---

(1) DUROCHER, *Annales des Mines,* an. 1857.

(2) Secondo il Lacroix, tutte le rocce eruttive delle P. Antille hanno quest'aria di famiglia ossia formano una *provincia petrografica.* I tipi dominanti sono daciti e andesiti caratterizzati dall'assenza di ortose e di feldspaloidi, dall'abbondanza di plagioclasio e di ipersteno e dalla relativa frequenza di fenocristalli di olivina, di orniblenda e di quarzo bipiramidato. E quest'ultimo compare perfino in basalti ossia in rocce a pasta basica. (*Op. cit.,* p. 601).

di potassa: in quelle dell' Etna manca affatto la leucite e predomina sempre un feldspato calcico. In tutte le rocce dei Campi flegrei predomina il sanidino ed è abbondante la soda. Le lave di Pantelleria variano dalla riolite ai basalti ultra basici (analisi VII a XLVI) ma sono tutte ricche di soda. Le rocce del Vulture sono tutte più o meno hauynifere (con SO_3); quelle dei vulcani Laziali sono invece melilitiche. Le rocce di Vulcano presentano tutte un tenore in silice relativamente elevato, e quasi tutte contengono olivina che pare indipendente e non armonizzante coll'acidità della massa fondamentale.

A me pare che questa *individualizzazione* dei magma di centri vicini tra loro e contemporaneamente attivi, induca a pensare che i serbatoi sotterranei, nei quali i magma stessi vengono elaborati, siano chiusi e non comunicanti tra loro, almeno per diretta comunicazione fluida. Può essere che in una fase antica, per cui è passato il nostro pianeta, sia esistito un magma primitivo universale, come fanno credere la grande diffusione e la grande omogeneità di talune rocce eruttive antiche (graniti, porfidi, ecc.); ma certo è che *ora quel magma è frazionato in tanti focolari, nei quali ha subìto differenziazioni chimico-mineralogiche dovute alla diversa natura delle rocce con cui venne a contatto.*

Rapporti tra chimismo e dinamismo. — Nei capitoli precedenti ebbi più volte occasione di far rilevare l'intimo rapporto esistente tra la natura del magma di un vulcano, la sua forma e il suo dinamismo. Riassumendo i fatti esposti, la distinzione, comunemente ammessa dai vulcanologi [1], dei vulcani in basaltici e trachitici, è basata sui seguenti fatti:

1.° Il predominio del modo effusivo nei vulcani basaltoidi e di quello esplosivo nei trachi-andesitici.

2.° La diversità delle esplosioni: prevalentemente stromboliane nei vulcani basaltici, esclusivamente vulcaniane in quelli trachitici (pag. 136).

---

[1] Monticelli e Covelli, op. cit., p. 49, distinguevano i vulcani della Campania, per rapporto ai loro prodotti, in tre gruppi, cioè:

1° *Vulcani trachitici:* i vulcani più antichi della Campania e i Campi Flegrei.

2° *Vulcani anfigenici,* posteriori ai trachitici: il Somma e Roccamonfina;

3° *Vulcani pirossenici:* il Vesuvio che è il più recente di tutti.

3.° La diversa scorrevolezza delle lave e la diversa pendenza dei coni formati dalla loro sovrapposizione (pag. 54).

4.° La mancanza di efflussi lavici laterali del tipo vesuviano normale nei vulcani trachitoidi (pag. 169).

5.° La continuità dell'azione nei vulcani basaltici, e le intermittenze secolari in quelli trachi-andesitici (pag. 94).

Tuttavia è certo che per dar ragione delle molteplici forme di eruttività, non è sufficiente la diversa acidità del magma. A dimostrarlo, basta ricordare le recenti eruzioni di St. Vincent, per spiegare le quali abbiamo dovuto ricorrere alla grande quantità di acqua meteorica, che complicò l'azione del vulcano (pag. 206). Si aggiunga che lo Stromboli e il Kilauea presentano un magma di eguale basicità (analisi XXXVII-XL), ma sono ben diversi per il loro modo di azione, essendo l'attività normale del primo esplosiva, quella del secondo effusiva. Il Vesuvio poi sintetizza nel modo più evidente le due azioni, e, in ogni modo, è certamente più esplosivo del Mauna Loa e del Kilauea, e tuttavia la basicità del suo magma non è minore, e forse un po' maggiore di quella dei due grandi vulcani havaiani. Le grandi eruzioni vesuviane del 79 e del 1631 stanno a dimostrare che l'*esplosività* può raggiungere un grado massimo anche nei vulcani basaltici quando si riaprono dopo secolari riposi.

Per spiegare queste differenze dinamiche, bisogna far intervenire, oltre la natura del magma, altri fattori, che sono: la sua temperatura, la diversa quantità di acqua che penetra nell'interno del vulcano, la forma e l'altezza della montagna vulcanica, la forma e le dimensioni del condotto vulcanico; poichè più questo sarà grande e meno sarà sensibile l'azione raffreddante delle pareti e meno facile la sua ostruzione. È facile poi intendere come nei vulcani a lunghe intermittenze, situati in paesi soggetti a pioggie copiose (P. Antille, Giava), l'acqua dei crateri-laghi debba modificare grandemente i fenomeni eruttivi.

Secondo il Dana [1], in un vulcano basaltico può venir meno la temperatura sufficiente per la perfetta fusione del magma per tre cause, cioè: 1° la diminuzione nella provvista di calore, per l'avvicinarsi a parziale o totale estinzione: 2° per il passaggio del magma attraverso una fessura laterale troppo

[1] *Op. cit.*, pag. 145.

angusta e che esercita una forte azione refrigerante [1]; 3° per il subitaneo incontro di un gran corpo d'acqua nel condotto. Questo terzo caso deve essersi verificato, secondo il Dana, nel 1789, quando il Kilauea ebbe un'eruzione esplosiva violentissima.

Anche le eruzioni dei vulcani trachi-andesitici possono essere esclusivamente esplosive (isola Vulcano, dopo il 1771), ovvero esplosive ed effusive, come a Santorino, infine talvolta sono caratterizzate da lave di fango e da valanghe di blocchi e sabbie ardenti, come alla Pelée e a St. Vincent nel 1902. Spesso il magma trachi-andesitico si accumula in forma di domo, ma non raramente si distende in vere colate affatto simili a quelle basaltiche, come si vede nella lava dell'Arso (isola d'Ischia) e in un' antica colata andesitica del Chiriquì (Costarica), avente 44 km. di lunghezza (Fuchs).

Dalla cose dette, mi pare di poter concludere che una classificazione dinamica dei vulcani dev'essere basata: 1° sulla diversa acidità del magma; 2° sul complesso di tutte le condizioni interne ed esterne che influiscono sulla sua emissione.

In base a questi criterî, si possono ridurre a sei i diversi modi di dinamismo osservati nei vulcani attivi. In questo saggio di classificazione dinamica dei vulcani prendo in considerazione soltanto l'ultima fase d'attività, in cui ciascuno di essi si trova, senza riguardo alle evoluzioni subite nelle fasi passate della loro esistenza. Per esempio quando parlo dell'*attività del tipo Vesuvio,* intendo l'attività cronica effusiva ed esplosiva cominciata a questo vulcano nel 1631 e continuata fino al presente. Il Vesuvio di Plinio apparteneva a un tipo di attività tutt' affatto diverso.

Siccome la più schietta e più potente manifestazione dell'attività vulcanica è l'efflusso lavico, mi pare logico indicare i diversi tipi di eruttività in ordine di effusività decrescente.

1.° *Tipo basaltico effusivo:* Kilauea, Mauna Loa, vulcano dell'isola Riunione, Masaya (Nicaragua), Varmardalr (Islanda).

2.° *Tipo basaltoide effusivo ed esplosivo:* Vesuvio, Etna, Lemongan (Giava), Colima (Messico), S. Miguel (S. Salvador),

---

(1) Nel maggio 1898, io osservai che nell'interno del cratere del Vesuvio la lava traboccava e scorreva in rigagnoletti fluidissimi come l'acqua, mentre *contemporaneamente* altra lava che sgorgava da una spaccatura laterale alla base del Gran Cono, era molto viscosa.

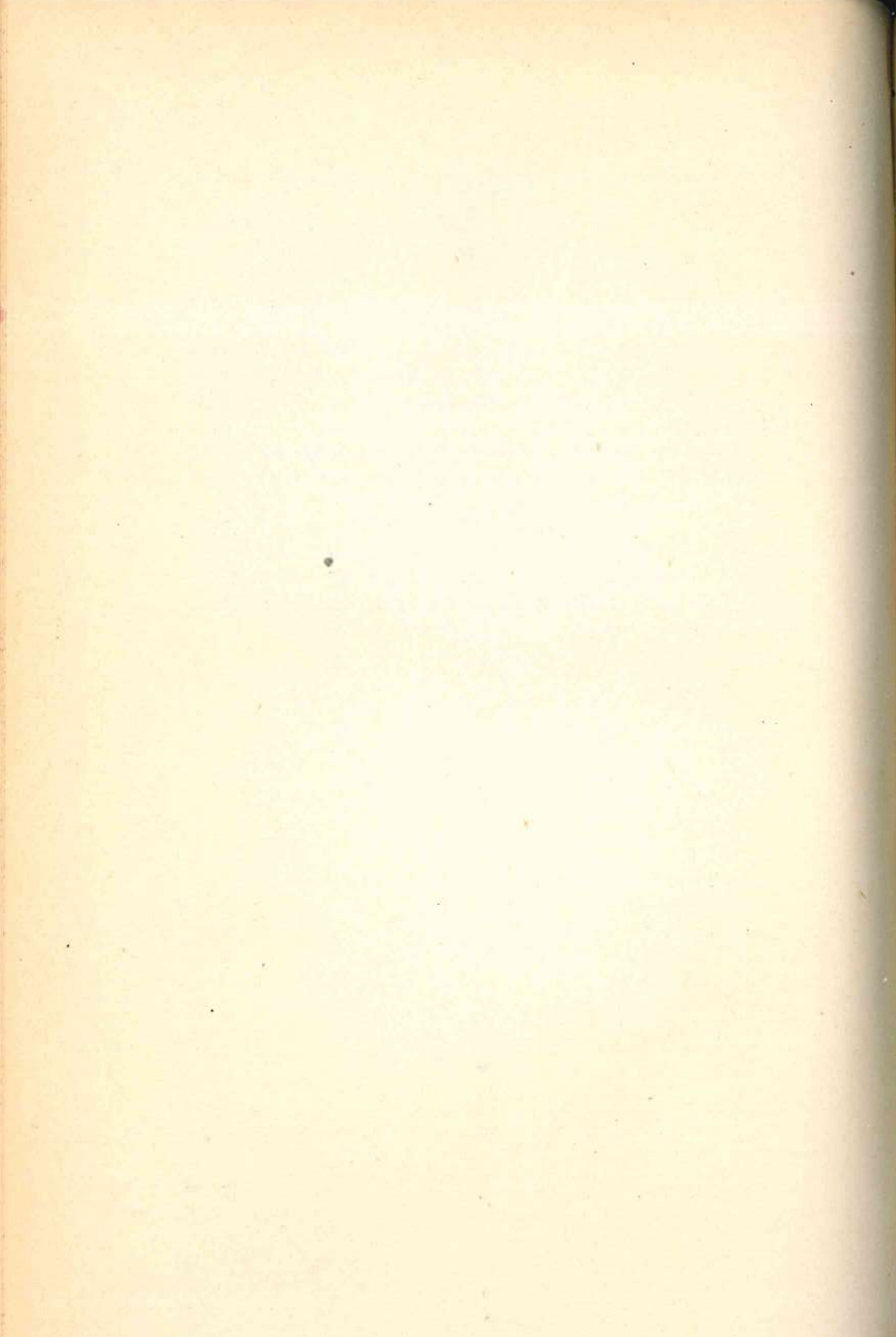
Fuego (Guatemala), Kliutschewskaja (Kamtschatka), Mayon, Oshima, ecc.

3.° *Tipo trachi-andesitico, prevalentemente effusivo (domi):* Santorino (Kaimeni), Bogosloff, is. d'Ischia (Cremate).

4.° *Tipo trachi-andesitico esplosivo ed effusivo* (lave-valanghe, lave di fango): Pelée, St. Vincent, Semerou (Giava), Papandajan (Giava), Sangir (Molucche).

5.° *Tipo trachi-andesitico esplosivo:* is. Vulcano, Krakatoa, Tambora, Coseguina, Gountour (Giava), Calbuco, Puracè, Te Mari (Tongariro), Pacaya, Tarawera, Azuma-san e Bandai-san (Giappone).

6.° *Tipo basaltico esplosivo (prevalentemente):* Stromboli, Izalco, Bromo (Giava), Sangai, Antuco, Aso-san (Giappone) e Gamalama dell'is. Ternate.

Per amore di brevità, si potrà indicare ciascuno dei sei tipi dinamici di attività vulcanica col nome del primo dei vulcani citati come esempî, cioè: Tipo 1° Kilauea; Tipo 2° Vesuvio; Tipo 3° Santorino; Tipo 4° Pelée; Tipo 5° is. Vulcano; Tipo 6° Stromboli.

CAPITOLO V.

Vulcani sottomarini e isole vulcaniche

Loro importanza. — La maggior parte delle isole oceaniche sono vulcaniche (vedi cap. VII), e, secondo Darwin, quasi tutti gli *Atoll,* che i polipi costruiscono nell'oceano Indiano e nel Pacifico, circondano scogli di origine vulcanica. Nel Mediterraneo sono isole vulcaniche le Pontine, le isole Flegree, le isole Eolie, Ustica, Pantelleria, Linosa, Santorino e Nisyros. « De même, scrive il De Lapparent, on sait que là où les dépôts d'origine organique font défaut, la sonde ne ramène, des grands fonds du Pacifique, que des débris de nature vulcanique » [1].

Ciò premesso, basta riflettere che il mare copre i $^3/_4$ della superficie della Terra, per rilevare l'enorme importanza delle eruzioni sottomarine.

Eruzioni di Santorino. — L'isola di Santorino o Thera, nell'arcipelago Greco (fig. 68), è un gran recinto vulcanico in parte sommerso, e racchiude, colla sua forma arcuata, una baja aperta ad ovest, dove esistono le piccole isole di Therasia e di Aspronisi, che rappresentano i resti della parte distrutta del recinto. Il golfo di Santorino è profondo in media 300 m. e segna il perimetro dell'antico cratere. Quasi tutte le eruzioni dei tempi storici avvennero nel suo interno.

Negli anni 186 av. Cr. e 19 d. Cr. si formarono due isolotti, che, fusi insieme, costituirono la Paleakameni, a nord-est della quale sorse negli anni 1570-1573 un'altra isola detta Micrakameni. Nel 1650 avvenne un'eruzione sottomarina fuori del

(1) De Lapparent, *op. cit.*, pag. 383.

recinto, a N. E., e costruì un isolotto che venne poi demolito dal mare, restando la Secca Culombo. Un' eruzione più forte ebbe luogo dal 1707 al 1709, e per essa si formò la Neakameni situata tra Micra e Paleakameni.

L'ultima eruzione cominciò il 4 febbraio 1866. In una baja a sud della Neakameni, dove l'acqua era poco profonda, si squarciò il fondo del mare, e cominciò a sgorgare la lava tranquillamente e silenziosamente. L'azione refrigerante dell'acqua sopra un magma acido, già per sè stesso molto viscoso, lo fece accumulare rapidamente presso il punto efflusso, in forma di

Fig. 68. — Veduta del Golfo di Santorino, durante l'eruzione del febbraio 1866 (da Lyell).

domo parzialmente solidificato alla superficie. In pochi giorni il domo si alzò, come una grande intumescenza spinta in alto dal nuovo magma, che continuava a sgorgare. Ma appena questa massa lavica, fluida nell'interno, ma esternamente ricoperta da uno strato di blocchi sconnessi, superò il livello nel mare, si squarciò verso la parte centrale e cominciarono le esplosioni, le quali continuarono poi per parecchi anni. Al nuovo isolotto venne imposto il nome di Giorgio I.

Le esplosioni cominciarono il 12 febbraio, ma al 4 aprile il cratere era ancora molto piccolo, cioè un' apertura di 7 metri di diametro formata dall'incrocio di parecchie spaccature (Schmidt).

Intanto verso il 15 febbraio, un secondo domo cominciò ad apparire in mare, pure a sud della Neakameni, ma un poco più ad ovest del primo, e, superato il livello del mare, si squarciò pure, e diede esplosioni, che però cessarono dopo pochi mesi. Questo secondo domo venne chiamato Aphroessa. In modo simile, verso il 10 marzo, comparve, appena una diecina di metri a S. W di Aphroessa, un terzo isolotto, detto Reka, più piccolo degli altri due (1).

Dai fianchi squarciati di questi tre domi, sgorgava da molte parti la lava, che, solidificando prontamente, estendeva rapidamente la superficie dei tre isolotti. A poco a poco Aphroessa e Reka si riunirono con Giorgio I e questo colla Neakameni, la quale in tal modo venne più che triplicata di estensione.

Verso la fine del 1869 Giorgio I era alto 123 m. sul l. d. m. Le esplosioni intermittenti continuarono fino all'ottobre 1870.

Questa eruzione fu molto istruttiva, perchè mostrò come un domo trachitico, rimasto senza cratere finchè si trovava sottoposto alla pressione dell'acqua marina, si trasformò poi in vulcano subaereo ordinario, e in tal modo si ricoprì di un grosso mantello di materiale piroclastico coevo.

Forse in modo simile ebbe origine Vulcanello (isole Eolie) nel 183 av. Cr., per un'eruzione sottomarina descritta da Polibio (2); esso, infatti, è costituito essenzialmente come Giorgio I, cioè da un nucleo di lave andesitiche surmontate da un conetto di detriti con tre crateri.

ERUZIONI SOTTOMARINE NELLE ALEUZIE (3). — Circa 6 chilom. a nord di Unalaska (la più grande delle isole Aleuzie) si formò nel 1796 un'isola nuova chiamata Bogosloff, nel posto dove esisteva uno scoglio isolato in mezzo al mare. Alla base

---

(1) Verso la fine di maggio (1866) tra Aphroessa e Paleakameni apparvero nuovi scogli (denominati *isole di maggio*) i quali, secondo Fouqué, corrispondevano a nuovi punti d'efflusso sottomarino; invece, secondo Reiss e Stübel, sarebbero semplicemente porzioni affioranti sopra l'acqua di colate d'Aphroessa. A me pare più attendibile la supposizione di Fouqué, perchè le isole di maggio erano perfettamente allineate con Giorgio I e Aphroessa.

(2) Vedi la mia interpretazione del passo di Polibio nella Relazione sull'eruzione di Vulcano del 1888-89 pag. 100-101.

(3) Vedi: Perrey, *Documents sur les trembl. ecc. des îles Aleutiennes*, Dijon, 1866. — DALL, *Alaska and its Resources:* Id. « Science » vol. 3⁰, 1884. — I. C. RUSSELL, *op. cit.*, pag. 276-281.

di una colonna di fumo (il *pino vulcanico*) si vide, come a Santorino, comparire una massa di rocce nere al di sopra del livello del mare. L'attività eruttiva dell'isola Bogosloff continuò intermittentemente fino al 1823 e molte volte l'isola cambiò notevolmente di altezza e di circonferenza [1]. Ma il fatto più importante è la sua forma di domo irregolarissimo, senza cratere, ed a pareti in gran parte verticali; insomma molto simile al grande obelisco sorto nel 1902 nel cratere della montagna Pelée Infatti, nel 1806, Langsdorff trovò l'isola formata da quattro montagne coniche e dice che quella di mezzo, più alta, era isolata da tutte le parti *come un'immensa colonna verticale;* e nel 1832 un altro viaggiatore (Tabenkoff) afferma che l'isola Bogosloff si alzava 450 m. sul l. d. m., ed aveva *la forma d'una piramide*, i cui fianchi erano coperti d'enormi blocchi che minacciavano ad ogni istante di cadere [2].

Altre eruzioni sottomarine avvennero nel settembre 1883 e nel febbraio 1890, vicino all'isola Bogosloff. Nel 1883, dapprima si alzò fin sopra il livello del mare un domo di lava andesitica molto viscosa; in seguito si formò il cratere subaereo e cominciò la proiezione di materiale piroclastico allo stato di incompleta fusione (fig. 69).

Il Dall parla di un'altra isola (Pinnacle Island) nelle Aleuzie occidentali, molto simile a Bogosloff. Dice che presenta profonde scanalature e spaccature attraverso le quali i naviganti, di notte, videro per parecchi anni l'incandescenza, senza che fosse mai apparso fumo. Infine il Perrey registra al 1814 la formazione d'una nuova isola presso Unalaska, e al 1856 un'eruzione sottomarina avvenuta nello stretto di Onnimah o Unimak (Aleuzie), con dinanismo tutt'affatto differente dalle precedenti, poichè deiettò un'enorme quantità di fumo denso, che oscurò il mare per molte miglia di estensione come in un eclisse totale.

ERUZIONE NEL LAGO ILOPANGO. — Un'eruzione che, a mio giudizio, deve assimilarsi a quelle di Santorino e di Bogosloff,

---

[1] Dall visitò l'isola Bogosloff nel 1872 e trovò che si alzava 850 piedi sul livello del mare in forma di un picco accuminato, senza cratere.

[2] Pare che questi lentissimi innalzamenti di rocce vulcaniche (andesiti?) non siano rari nelle Aleute. Infatti Mannerheim (cit. in Perrey) dice che: « le Aleutiens ont observé que ce rocher (dell'isola Koninschy) tout à fait remarquable, *s'élève de plus en plus, quoique d'une manière lente*, au-dessus des eaux ».

avvenne nel 1880 nel gran lago d'Ilopango (San Salvador), dove non esisteva nessun ricordo di passate eruzioni. È questo, secondo Montessus de Ballore, un gran *maar*, cioè un cratere d'esplosione quasi circolare, avente 10 chilom. di diametro massimo. Nel dicembre 1879 si sentirono nelle sue vicinanze circa 800 scosse di terremoto. Dal 9 al 15 gennaio si verificò una grande piena del lago, e il piccolo emissario, che spesso durante l'anno era secco, divenne improvvisamente un torrente impe-

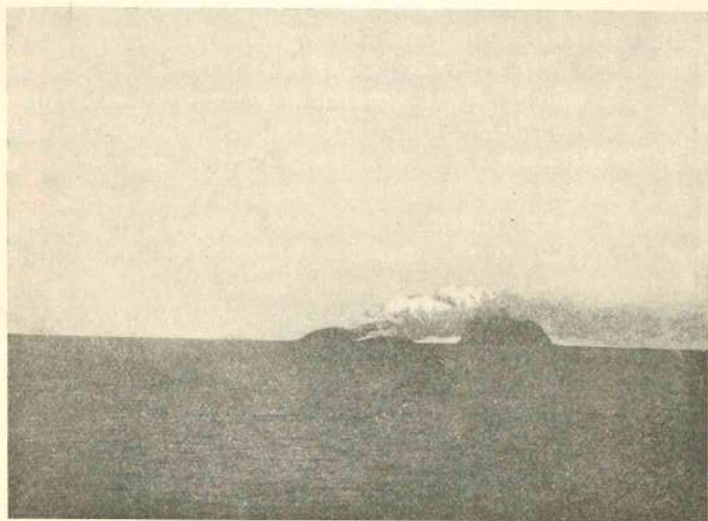



Fig. 69. — L'isola Bogosloff nel 1884. (Fot. della U. S. Fish Commission).

tuoso che devastò la regione circostante, con la morte di molto bestiame. Dopo il 12, seguì un abbassamento delle acque di 13 metri. Intanto l'odore dei gaz solforosi aumentava fortemente. Verso il 20 gennaio cominciò la proiezione di alte colonne di vapore e di materie incandescenti, e nel 23 (quando le esplosioni raggiunsero la forza maggiore) comparve una nuova isola « composée de roches incandescentes » elevata sopra il livello dell'acqua di una quarantina di metri. Siccome il lago prima dell'eruzione aveva circa 300 metri di profondità, bisogna ritenere che un ammasso lavico, cioè un *domo*, si sia alzato rapidamente sul suo fondo per circa 350 metri d'altezza. La na-

tura della roccia, che era una riolite [1], mi suggerisce questa interpretazione; poichè i testimoni dell'eruzione non parlano di grandi proiezioni di ceneri; e quindi non è ammissibile, che un cono di quasi 350 m. d'altezza si sia formato per sola accumulazione di materiale piroclastico in così breve tempo. Tuttavia, sul domo di lava si sovrappose pure un grosso mantello di detriti. Infatti nel marzo 1880, dopo finita l'eruzione, Montessus de Ballore trovò due isolotti nuovi chiamati rispettivamente « volcan de terre (tufo) » e « volcan de pierre (lave) ».

Dopo l'eruzione, la profondità del lago era diminuita di circa 100 metri (Montessus). Una grande quantità di pesci e molluschi si trovarono galleggianti sull'acqua. Dopo la fine di marzo, tutto era ritornato tranquillo, persistendo soltanto le emanazioni solforose. Una sorgente calda (a 50° C.) veniva alla luce all'orlo del nuovo cono di lava.

Isola Giulia. — Quest'isola si formò nel luglio 1831, per accumulazione di solo materiale piroclastico, di natura basaltica presso il banco Nerita, tra la Sicilia e Pantelleria, in un punto dove il mare aveva da 150 a 200 m. di profondità (Tav. XXII) [2].

I fenomeni premonitori furono: scosse di terremoto sentite dal 22 al 29 giugno a Sciacca, a Palermo e nel mare vicino [3], nel quale si avvertì pure un'insolita agitazione delle acque.

Dal 2 al 4 luglio, a Sciacca si sentiva un odore fetido (acido solfidrico) proveniente dal mare, e l'acqua di questo presso il banco Nerita ribolliva, si faceva sempre più torbida e si ricopriva di materie galleggianti e di cadaveri di pesci. Evidentemente la bocca del vulcano era già spalancata ed in piena attività sul fondo del mare, ma l'alta colonna d'acqua sovraincombente impediva, che si formasse, come nelle eruzioni subaeree, il pino vulcanico.

Nel giorno 8 luglio, cominciarono a vedersi alte proiezioni

---

(1) Montessus (*op. cit.*, pag. 237) dice che i prodotti del vulcano erano formati da una riolite con piccoli cristalli di anfibola e d'augite.

(2) Le più importanti relazioni sulla formazione dell'isola Giulia, sono: C. Prevost, *Notes sur l'ile Julia*, in Mém. Soc. Géol. France 1832. — Hoffmann, *Ueber das in mitell. Meere entst. vulc. Eiland*, ecc., in Ann. d. Poggend. XXIV. — C. Gemmellaro, *Relazioni sui fenomeni del nuovo vulcano*, in Atti Acc. Gioenia, 1834. — Marzolla, *Descrizione dell'isola Ferdinandea*, Napoli, 1831, pubb. dal R. Ufficio topografico.

(3) Nel 28 giugno il capitano Pulteney Macoln, navigando vicino al banco Nerita, subì una scossa.

Tav. XXII. — L'isola Giulia vista da E-N-E il 25 agosto 1831 (vedi pag. 264).

di acqua fangosa, ed, ogni 15-30 minuti, neri nuvoloni di fumo. Nel 16 luglio il capitano Corao osservò pel primo, alla base della colonna vaporosa, una terra di 12 piedi d'altezza.

Dal 18 al 22 luglio l'eruzione era nel suo *massimo* e nell'agosto il cono vulcanico si alzava per 65 m. sul livello del mare (Prevost) e misurava un circuito di 3700 m. (Wright).

L'attività esplosiva andò decrescendo a poco a poco. Intanto, essendo l'isola tutta formata di detriti sciolti, il mare cominciò subito nel settembre a demolirla: tanto che, per la fine di dicembre, più non restava se non uno scoglio, che le onde andavano sempre più riducendo di grandezza. Nel 1835 il capitano Swiburne trovò, al posto dell'isola scomparsa, un banco assai pericoloso per la navigazione, formato da roccia nera ricoperta da soli 3 o 4 metri d'acqua. Dell'isola Giulia più nòn restavano se non i molti nomi, che le imposero i viaggiatori di varie nazioni, che ebbero la fortuna di assistere allo spettacolo della sua formazione e della sua distruzione [1].

Eruzione presso Pantelleria [2]. — L'esistenza di un vulcano sottomarino si manifestò nel 1891, nello stesso mare di Sicilia vicino all'isola Pantelleria. Durante il 1890, si notarono in quest'isola diversi fenomeni precursori, cioè: un sensibile incremento di attività nelle fumarole, parecchie scosse di terremoto, e un sollevamento permanente della costa NE dell'isola del valore di circa un metro. Questo innalzamento ebbe due fasi: la prima seguì dopo un forte terremoto del 24-25 maggio 1890; la seconda, più rapida, nella notte 14-15 ottobre 1891 ossia due giorni prima dello scoppio dell'eruzione. Nella notte 16-17 ottobre scosse forti e sussultorie si sentirono in Pantelleria. Durante l'eruzione, le scosse diminuirono rapidamente d'intensità e poi cessarono. La mattina del 17 ottobre cominciarono i fenomeni eruttivi in mare; diverse colonne di vapore e di fumo, accompagnate da boati si alzarono sulle acque sopra una linea di circa 850-1000 m. di lunghezza, diretta NE-SW. Poi i fenomeni si concentrarono in due punti di questa linea

---

[1] Il nome di isola « Giulia » lo propose C. Prevost, perchè formatasi in « juillet ». Gli italiani la chiamarono di preferenza « isola Ferdinandea ».

[2] A. Riccò, *Terremoto, sollevamento ed eruzione sottomarina a Pantelleria*, in Ann. del R. Ufficio centrale di Meteor. e Geog., Roma, 1892.

vicini tra loro, e distanti 5 chilom. circa dalla costa NW di Pantelleria. Venivano a galla migliaja di blocchi subsferici, aventi nell'interno una cavità più o meno grande ripiena di sostanze gassose. Erano formati da una roccia nerastra vètroso-scoriacea, di natura basaltica (pag. 245 analisi), e appena giunti alla superficie del mare, il maggiore numero scoppiavano, lanciando i pezzi fino a 15-20 m. di altezza ed emettendo vapore acqueo misto ad anidride solforosa ed acido solfidrico. Le esplosioni si succedevano con rapidità tale che pareva di assistere ad un combattimento (Riccò). I blocchi erano caldi e qualcuno appariva ancora incandescente nell'interno: essi galleggiavano per i gaz che tenevano inclusi; ma, appena scoppiati, i loro frammenti cadevano al fondo. I più grossi avevano un po' più di un metro di diametro. Questi blocchi formavano una striscia allungata SW-NE come la colonna di vapore del giorno 17.

L'eruzione cessò nel giorno 25 ottobre, e per essa non si formò nessun rilievo subacqueo. Infatti, dopo l'eruzione, si trovò una profondità variante da 194 a 394 m.; mentre la profondità anteriore non è ben nota, ma non pare che fosse maggiore.

Eruzioni sottomarine delle Azzorre. — Nel giugno 1867 (1), presso Terceira (isole Azzorre), dopo forti terremoti, si alzarono in mare alte ed impetuose colonne di acqua e di vapori da sei punti principali, disposti in direzione SW-NE, sopra uno spazio elittico di 5 chilom. di lunghezza per uno di larghezza. Col fumo venivano lanciati in aria getti di nere scorie e il mare appariva intensamente colorato da materie fangose fino alla distanza di 10 miglia. Dopo sette giorni, cessarono i fenomeni eruttivi, continuando solo sbuffi di *gaz infiammabili*. Non si notò la formazione di nessun edificio vulcanico, precisamente come a Pantelleria.

Nello stesso arcipelago delle Azzorre, altre quattro volte, cioè nel 1638, nel 1720, nel 1757 e nel 1811, comparvero sopra le acque nuove isole di detriti vulcanici (2), l'ultima delle quali, di 90 metri di altezza, venne chiamata isola Sabrina. Ma tutte scomparvero, come l'isola Giulia, distrutte rapidamente dal mare.

---

(1) Vedi: *Compt. Rend. Acad.*, t. 65 e Perrey, *Note sur les trembl. de terre en 1867.*

(2) L'eruzione del 1638 avvenne presso S. Michele; quella del 1719-20 presso Ter-

La formazione dell'isola Sabrina è così descritta in un opuscolo del tempo [1]. « Le 13 juin 1811, a 2 Kilom. de la côte de l'île St. Michel, en face la pointe de Ferraria, en mer, une éruption volcanique, qui causa dans l'île de frequents et violents tremblements de terre, lança du sein des eaux et de *la profondeur de 70 m.* environ des turbillons de cendres, de feu, de fumée, et des blocs de pierres accompagnées *d'un clarté tres vive* et d'un bruit semblable a celui de l'artillerie, puis de la mosqueterie alternée. La mer fut couverte des poissons morts et de dejections volcaniques.... Le 14 juillet l'éruption et les commotions avaient cessé. L'equipage d'un bâtiment anglais descendit sur l'îlot... »

Il chiarore assai vivo attesta probabilmente la presenza di fiamme (come nel 1867 presso Terceira), e la piccola profondità di 70 m. spiega come tanto rapidamente il vulcano sia divenuto subaereo.

ALTRE ISOLE DI ORIGINE VULCANICA. — Per dimostrare la frequenza dei fenomeni eruttivi sottomarini, citerò qualche altro esempio:

Nel 1007 presso la penisola della Corea si formò l'isola Tsinmura o Tanto.

Similmente una nuova isola sorse nel luglio 1843 presso la costa dell'Aracan (Birmania) e un'altra, chiamata Didica, tra il 1856 e il 1860 nel gruppo delle Babujanes a nord delle Filippine.

Un vulcano o un sistema di spaccature eruttive esiste in mare a sud-ovest dell' Islanda presso il capo Reykjanes dove avvennero eruzioni sottomarine nel 1211, 1226, 1231, 1238, 1240, 1422, 1583 [2], 1783 (maggio), nel marzo 1830 e nel maggio 1879. Durante l'eruzione del maggio 1783, si trovò il mare tutto coperto di pomici su 20 o 30 miglia di estensione, e si formò un'isola che i Danesi chiamarono Nyoe (che significa « isola nuova »), la quale presto scomparve distrutta dalla forza erosiva delle onde.

---

ceira (a 38°.29′ lat. N. e 26°.43′ W. di Gr.), e quella del 1757 più vicino a S. Giorgio. Nel 1757 comparvero in mare 18 piccole isolette nuove (Von Hoff e *Trans. Fil. di Londra*, an. 1792).

(1) *Tradition ecrite dans l'opuscule de Jeronimo Emiliano d'Andrad.* Copia ms. nella biblioteca di A. Perrey, ora posseduta dalla Società nap. di Storia patria.

(2) Vedi: Thoroddsen, nel giornale « La Géographie » an. 1904. Von Hoff registra pure un'eruzione al 19 nov. 1563 con formazione di un'isola effimera, ma non è ammessa da Thoroddsen.

Un'isola di 75 metri di altezza e 3700 metri di diametro si formò nell'arcipelago delle Tonga, nell'ottobre 1885, ma nel 1892 era già ridotta a 8 metri di altezza.

Nel 1836, presso Valparaiso, sorsero, per eruzioni sottomarine, tre isole, due delle quali vennero subito distrutte dal mare.

Presso Pondichery sulla costa del Coromandel (India) avvenne un'eruzione sottomarina nel 1757 e si formò un'isola di detriti che presto disparve (von Hoff).

Presso Cartagena (Nuova Granata) nel 1848 si videro in mare alte colonne di fumo e di fuoco e comparve una piccola isola di cenere e lapillo.

Nel 1814 avvenne un'eruzione sottomarina con la formazione di una nuova isoletta presso le coste del Kamtschatka.

Infine, una nuova isola vulcanica si formò nel 1904-05 nell'arcipelago Liou-Kiou (Giappone) (v. cap. VII).

Eruzioni sottomarine di mare profondo. — Molte volte, quando l'eruzione è debole, ovvero il mare profondo, il materiale dejettato viene direttamente disperso sul fondo marino e non si forma una nuova isola neppure effimera. Agli esempi già riferiti (Azzorre 1867, Pantelleria 1891) ne aggiungerò alcuni altri.

Due fugaci eruzioni sottomarine si osservarono nel Mediterraneo, una il 18 giugno 1845 e l'altra nella notte 4-5 ottobre 1846 [1].

Presso l'isola Lancerote (Canarie) vi fu un'eruzione sottomarina accompagnata da fiamme verso la fine di giugno 1731.

Non molto lontano dell'isola Formosa, esistono tre vulcani sottomarini, che fecero eruzioni rispettivamente negli anni 1850, 1853 e 1854. Il capitano americano Boyle, che avea visto anche l'eruzione dell'isola Giulia, dice che quella del 1853 presso Formosa fu molto più violenta, ma non si formò nessuna isola, perchè il mare era più profondo di quello di Sicilia. Un'eruzione avvenne presso il Banco di Bahama nel 25 nov. 1837 e un'altra tra Olesinga e Tanna (isole Samoa o dei Pescatori) nel settembre 1867. Infine avvennero eruzioni sottomarine, senza formazione d'isole nuove, l'anno 1824 nell'Atlantico a 7° di lat. nord e 22°

(1) G. Mercalli, *op. cit.*, pag. 120.

long. W. Grenw, e ripetutamente dopo la seconda metà del secolo XVIII, nel centro dello stesso oceano, presso l'equatore tra 20° e 22° long. W. Gr. [1].

CARATTERI DELLE ERUZIONI SOTTOMARINE E DEI LORO PRODOTTI. — Dallo studio delle eruzioni sottomarine, mi pare che si possono ritenere come dimostrati i seguenti fatti:

1° I vulcani sottomarini sono tutti a lunghe intermittenze, ossia tutti vulcani quiescenti; poichè l'ostruzione del camino è più facile e maggiore è la resistenza che si oppone alla sua riapertura.

2° Nei vulcani subacquei, essendo impedito l'accesso dell'aria, lo sviluppo dei gaz combustibili e specialmente dell'acido solfidrico è più abbondante e quindi più frequenti le fiamme.

3° Nei vulcani subacquei, trachi-andesitici predomina il tipo omogeneo su quello tufaceo e in quelli basaltici mancano sempre le bombe elissoidali-contorte caratteristiche delle esplosioni subaeree basaltiche (pag. 107).

4° I detriti sono portati fino a grandi distanze dalle correnti marine, e formano tufi più compatti e più eterogenei per miscela di frammenti di materie calcaree e silicee provenienti specialmente da organismi secretori (diatonee, zizopodi, spugne).

5° Le ceneri e le scorie leggere galleggianti sono distribuite, sia verticalmente che orizzontalmente, in rapporto alla loro diversa densità; poichè il mare sostiene e trasporta tutti i materiali galleggianti indipendentemente dal loro volume. Per esempio, durante l'eruzione del Krakatoa, le pomici galleggianti formarono in mare un banco di 30 km. di lunghezza per uno di larghezza. E in Calabria (presso Monteleone) io trovai estesi depositi di pomici provenienti dalle Eolie alternanti con argille marine quaternarie.

6° Se il mare è poco profondo (eruzione 1811 alle Azzorre) e il materiale piroclastico è copioso, si forma rapidamente una nuova isola, e il vulcano si trasforma in subaereo; ma presto ridiventa sottomarino per l'azione demolitrice del mare. In via eccezionale, qualche rara volta il vulcano ridiventa sottomarino per sprofondamento (Krakatoa agosto 1883).

7° L'edificio vulcanico resiste all'azione demolitrice del

---

[1] PERREY, *Notes sur les tremblements de terre en 1856*, pag. 32.

mare, solo quando un *domo* di natura trachitoide ne forma il nucleo, come a Santorino, all'isola Bogosloff e nel lago Ilopango.

8° Se il magma è basaltico, si stende sul fondo del mare e si allarga lateralmente in forma di espandimento assai più che nei vulcani subaerei e ciò avviene: *a*) per la pressione maggiore a cui è sottoposto; *b*) perchè, coprendosi più facilmente d'una crosta coibente, mantiene più a lungo la propria fluidità; *c*) perchè viene alla luce con temperatura più elevata, in ragione della pressione maggiore soprastante, e della chiusura più completa del condotto vulcanico.

9° Facilmente le isole vulcaniche guadagnano in altezza anche per sollevamento in massa, probabilmente dovuto ad espansione del magma impedito di fuoruscire. Nel Mediterraneo, presentano traccie evidenti di recenti sollevamenti le isole di Ponza, di Lipari, d'Ischia, ecc. E secondo lo Scrope: « les îles Faroê sont le type par excellence de vulcans soulevés sous marins. »

10° Le lave sottomarine presentano acqua d'idratazione più abbondante e sono amigdaloidi e più ricche di zeoliti di quelle subaeree.

11° Le lave e tufi vulcanici, che si trovano con tanta frequenza interstratificati coi depositi nettuniani di tutte le epoche geologiche, attestano le eruzioni sottomarine delle epoche passate. E per distinguere una roccia effusiva subacquea da un filone-strato (pag. 29) basterà constatare che essa abbia alterato gli strati sedimentari sottogiacenti e non quelli da cui è ricoperta.

12° I vulcani sottomarini sono generalmente non lontani da vulcani subaerei attivi o spenti da poco tempo.

CAPITOLO VI.

Fenomeni pseudovulcanici

VULCANI DI FANGO. — Chiameremo *fenomeni pseudovulcanici* le salse, i vulcani di fango, i geysers, i soffioni, le stufe, le putizze, le mofete e le fontane ardenti, perchè non sempre ma spesso sono topograficamente e geneticamente conessi coi vulcani e ne rappresentano l'attività residua o l'attività secondaria periferica.

I *vulcani di fango* presentano talvolta eruzioni di violenza paragonabile a quella dei veri vulcani, ma la differenza sta in ciò che non dejettano materie incandescenti e non dànno mai acido cloridrico e cloruri volatilizzati, che sono esclusivi dei vulcani propriamente detti.

Dividerò i vulcani di fango in tre categorie, cioè:

a) Quelli in cui predomina l'idrogeno protocarburato o metano o gaz delle paludi.

b) Quelli in cui predomina il vapore acqueo.

c) Quelli che emanano specialmente anidride carbonica.

Alla prima categoria appartengono le Salse del Modenese (Sassuolo), del Reggiano (Querzola) e di altre località allineate alla base dell'Appennino emiliano. I fanghi eruttati da queste salse sono freddi e risultano dalle argille e dalle marne mio-plioceniche poco alterate e mescolate con acqua salata (con cloruro di sodio) e petroleifera. Ordinariamente il fango emesso forma piccoli conetti appena di qualche metro di altezza, ma a lunghi intervalli, che possono variare da pochi anni a qualche secolo, presentano parossismi preceduti da terremoti locali [1].

---

[1] Andrea Baccio (*De Thermis*, Roma 1622), dopo aver menzionato una forte eruzione avvenuta presso Sassuolo nel 91 a. C., e ricordata da Plinio (*Hist. nat.* lib. XXXVII, 83), soggiunge: « di tale rovina ebbimo trent'anni fa (nel 1592) esempio non dubbio: il

Per esempio, il vulcanetto di fango di Sassuolo, nel 4 giugno 1835, fece una violenta eruzione, projettando pietre voluminose [1], ed emettendo una corrente di densa fanghiglia, il cui volume si calcolò non inferiore ad 1 milione e $^1/_2$ di m.^{3} La maggiore attività della Salsa durò, decrescendo, per circa due mesi.

Fouqué e Gorceix analizzarono i gaz delle Salse del modenese e trovarono (in quella di Sassuolo) una miscela gassosa formata di 98 $^0/_0$ di metano, 1,38 di azoto e 0,56 di anidride carbonica. In altra Salsa rinvennero anche l'idruro di etile (il 17,87 $^0/_0$).

Assai più grandiosi, sono i vulcani di fango esistenti alla base occidentale e nord-orientale del Caucaso (fig. 70). I più importanti si trovano nella penisola di Taman e di Kertche, (tra il mar d'Azof e il mar Nero), e nella penisola di Apscherson, sul Caspio, presso Bakou, la città del Nafta. Qui le eruzioni fangose costruirono coni che raggiungono da 150 a 400 metri di altezza. E molte isole del Caspio e nel mar d'Azof si sono formate per eruzioni sottomarine. Per esempio, nel mar d'Azof, presso la costa di Temronk, due isolotti di fango comparvero e scomparvero con eguale rapidità nel 1799 e nel 1814.

Una nuova isola, chiamata Kumani, comparve nel mar Caspio, nel maggio 1861, e nel novembre dello stesso anno già era distrutta, lasciando un basso fondo dove lo scandaglio (nel 1863) segnava circa 4 m. di profondità [2]. Un altro vulcano fangoso sottomarino, nella parte meridionale del mar Caspio, era in forte attività nell'estate 1894.

Però nello stesso mare alcune isole di fango resistettero all'azione demolitrice delle onde. Tale, per esempio, l'isola Bulla, sorgente dal mare come una piattaforma ovale di m. 2656 di

---

monte arse più giorni gittando globi di cenere, terra e sassi: il terremoto si fè sentire molti giorni prima ».

(1) Lo Spallanzani (*Viaggi*, ecc., Cap. 34-34) descrive un'eruzione accaduta presso Sassuolo nel 13 giugno 1790 e dice: « fummi mostrato da quei paesani un sasso di natura calcare del peso all'incirca di 800 libbre, eruttato alla distanza di 20 piedi nel più forte della grandinata ».

(2) Quest'isola s'è formata nella prima metà di maggio. Nel 26 dello stesso mese venne visitata da Erman; continuava lo sviluppo di gas infiammabili ed il fango era ancora caldo a pochi piedi di profondità. Vedi: Perrey, *Notes sur les trembl. de terre en 1861*, pag. 81 e Abich, *Ueber eine in Caspichen Mee e erschienene Insel*, in Mém. Acad. S. Petersbourg, ser. VII, t. VI.

Tav. XXIII. — Il recinto (cratere spento) dell'isola Stromboli e la base del cono attivo (a destra) (pag. 69 a 121).

lunghezza per 1502 di larghezza e 49 m. di altezza; in questa isola avvenne una violenta eruzione nel marzo 1857, notevole per l'analogia dei fenomeni con quelli dei veri vulcani. L'eruzione fu preceduta da scosse di terremoto locali; sgorgò una corrente fangosa di 396 m. di larghezza e sul cratere s'innalzò una colonna di fuoco (fiamme) accompagnata da una nube, che indicava la presenza del vapore acqueo come nei vulcani.

Un diluvio di piccoli projetti venne lanciato all'ingiro ed erano informi, rigonfi, porosi, in maniera da galleggiare sull'acqua. Secondo Abich, parevano pezzetti di fango-lava imper-

Fig. 70. — Tre vulcani di fango presso il mar Caspio: Ottmann Boss, Toragai e Kissilketschii (da Abich).

fettamente vetrificati alla superficie, nello stato preciso in cui si ridurrebbe il fango eruttivo trattato al cannello [1].

Il fango di questi vulcani del Caspio contiene sempre nafta e bitumi, e, nelle vicinanze, vi sono molte sorgenti petroleifere. Presso Bakou la zona petroleifera è molto superficiale, e quando si scava un foro artesiano nuovo, si sprigionano prima dei gas con proiezione di sabbia, poi zampilla il petrolio sotto forte pressione, che giunge fino a 12 atmosfere.

Vulcani di fango dell'India. — Un gran numero di vulcani fangosi esistono presso Beila, a N-W del delta dell'Indo. Alcuni di questi coni di fango, descritti e figurati dal Lyell, hanno 120 metri d'altezza e un cratere di 30 m. di diametro. Il fango

(1) Stoppani, *Corso di Geol.*, 1°, pag. 551.

liquido che riempie il cratere è projettato qua e là in piccoli getti.

Salinelle e Macalube di Sicilia. — I vulcani di fango della provincia di Girgenti (Sicilia) sono dette Macalube, parola di origine araba che significa sconvolgimento o rovescio. E, invero, presentarono molte volte violentissime eruzioni. Per esempio, il 29 settembre 1777, si udirono fragorosi muggiti; « il terreno tremò... e dal mezzo di quel piano, nel quale si era aperta una grande voragine, si elevò fino all'altezza di quasi 100 piedi un'ingente colonna di fango, che nell'alto, essendo stata abbandonata dalla forza impellente, nel diradarsi per ricadere, prese la forma di un grande albero; il mezzo era formato di pietre d'ogni sorta e grandezza, che salivano violentemente e verticalmente... Durò mezz'ora la terribile esplosione, indi si calmò; ma riprese forza dopo alcuni minuti, e con tali intermittenze continuò per tutto quel giorno; ma il fumo (vapore acqueo?) durò tutta la notte. In tutto il tempo del fenomeno il vivissimo odore del gas idrogeno solforato si fece sentire ad una grande distanza... Il fenomenò era accompagnato da orrorosi fragori, da tuoni e da un muggito come di una ruinosa tempesta. Ma molti vi si portarono da vicino il giorno dopo, e si trovò che la nuova gran bocca aveva vomitato varî fiumi di creta liquida... Le materie dure eruttate eran pezzi di tufo calcareo, di gesso cristallizzato, di ciottoli quarzosi e piriti di ferro, che avevano perduto il loro lustro.... Le acque che erano rimaste nei fori erano calde, e conservarono il calore per più mesi... » [1].

La Macalube di Sicilia sono aperte nelle argille marnose del tortoniano, ma, fra i massi rigettati nelle eruzioni, vi sono calcari eocenici, e, secondo Deville, anche blocchi di calcari con Ippuriti (presso le Salse di Xirbi). Ne segue che l'origine di queste manifestazioni endogene dev'essere in terreni inferiori al sopracretaceo [2].

La natura delle sostanze gassose della Macalube varia naturalmente, poichè in generale vi predomina l'idrogeno proto-

---

[1] F. Ferrara (*op. cit.*, pag. 45-47) dice che Platone, nel Fedone, allude alle Macalube dove parla del « torrente di fango che è in Sicilia ».

[2] Baldacci e Mazzetti, *Nota sulla serie di terreni della zona solfifera di Sicilia* Roma, 1880.

carburato, ma qualche volta (Silvestri nel 1865) invece predomina l'idrogeno, sempre poi vi sono in piccola quantità l'anidride carbonica, l'azoto e l'ossigeno. Nello stato normale di calma, l'acido solfidrico manca o ve n'è solo tracce, mentre esso è abbondante durante i parossismi.

Le Salinelle di Paternò situate alla base SSW dell'Etna e quella di S. Biagio (pure presso Paternò) differiscono dalla precedenti per il predominio dell'anidride carbonica; poichè O. Silvestri trovò nei gas emessi dalle prime il 92-95 % di CO_2, e dalla seconda il 75 % dello stesso gas.

L'attività di queste Salse spesso si accentuò in coincidenza di terremoti o di eruzioni etnee: per esempio, questo si verificò poco dopo l'eruzione del 1832 e dopo quella del 1865, e pochi mesi prima di quella del maggio 1879. Contemporaneamente (gennaio 1866) sei piccoli crateri amettevano acqua fangosa calda (fino a 46° C, essendo 6° la temperatura dell'aria), e parecchi altri fango freddo. Durante l'eruzione etnea del 1865, comparve l'idrogeno libero nelle emanazioni gassose di S. Venerina (presso Acireale) [1]. Invece l'aumento degli idrocarburi ricchi di carbonio più del metano pare coincida con il decremento dell'attività eruttiva.

VULCANETTI DI FANGO TERMALE. — Più strettamente dipendenti dai vulcani attivi o quiescenti sono i getti di fango trascinati all'esterno da vapore acqueo a temperatura poco inferiore a 200° C. Ve ne sono specialmente nell'America centrale, nella Nuova Zelanda e in Islanda. I più noti sono gli Ausoles di Ahuachapam presso l'Izalco. Secondo Dollfus e de Montserrat, che li visitarono nel 1866, questi vulcanetti si estendono sopra una linea di 30 chilom. in direzione press'a poco perpendicolare alla linea dei vulcani della regione. Qui si trovano parecchi laghetti di 8-10 m. di diametro, contenenti acqua fangosa alla temperatura di 97° C., ma ribollente per i gas che vi si sviluppano, formati da vapore acqueo misto ad anidride carbonica, acido solfidrico e qualche volta pure anidride solforosa. Ogni 4-5 minuti avvengono piccole esplosioni.

Simili agli Ausoles sono gli Infiernillos di Chinameca o

[1] Nelle sorgenti di S. Venerina, nel 1865, Fouqué trovò 3,70 % di idrogeno e O. Silvestri ne rinvenne 8,97 %; mentre Deville, nel 1856, non ne aveva trovato punto.

San-Vincente (America cent.) e quelli che esistevano prima del 1770 nel luogo ove si formò l'Izalco (cap. III).

Dopo la grande eruzione cominciata il 10 giugno 1886 al Tarawera, sul fondo di uno dei crateri secondari si formarono dieci o dodici vulcani o geysers di fango che lanciavano in alto fontane di fango liquido. In seguito il cratere si riempì di acqua fangosa calda ([1]).

Infine ricorderò i grandiosi fenomeni pseudovulcanici periferici che si verificarono ai vulcani delle Antille, dopo le eruzioni del maggio 1902 (vedi pag. 151).

Eruzioni fangose nei Campi Flegrei. — La Solfatara di Pozzuoli, nei secoli XV, XVI e XVII presentava sul suo fondo un vero vulcanetto di fango affatto simile ai geysers fangosi del Tarawera. Tra gli autori più antichi che ne parlano citerò il Burchardi, che visitò la solfatara nel 1494 ([2]) e il Lombardi, che, verso il 1546, scrive: « Aqua ibi nascitur (sul fondo della Solfatara), quae cum maximo impetu ebulliens in altum usque ad 16 et quandoque 24 palmos, maxime vero cum mare aestuat, attolitur ed elevatur... Hoc saepius vidi ego anno Domini 1546 cum Puteoli degerem » ([3]).

E il Capaccio (verso il 1650) riferisce che, secondo Giovanni Efisio medico napolitano, nella Solfatara, « nasce una cert'acqua la quale con grandissimo impeto bollendo, s'erge alle volte all'altezza di due o tre canne (da 4 a 6 metri) » ([4]).

In tutte le incisioni antiche della Solfatara si vedono sempre uno o due laghetti ripieni di acqua fangosa ribollente. Verso la metà del secolo XVIII, questi laghetti prima impicciolirono e poi prosciugarono, e la loro posizione è evidentemente indicata da quel piano livellato, completamente sterile e fangoso, che attualmente occupa tutta la parte più bassa e meridionale del fondo craterico (fig. 31). Nella stessa posizione recentemente (nel 1875

([1]) Thomas (*op. cit.*, pag. 51), che visitò questi geysers di fango nel luglio 1886, dice che essi si trovavano nel Rotomahana, ma fa notare che il lago fangoso che prima portava questo nome, in seguito all'eruzione, aveva cambiato posto.

([2]) JOHN. BURCHARDI (*Diarium* ecc., an. 1483-1506, ediz. L. Thuasne, Parigi 1884) dice di aver visto la solfatara « habens duas piscinas ad invincem satis distantes continuo et immoderatissime bullientes ».

([3]) JOAN FRANC. LOMBARDI, *Synopsis authorum qui hactenus de Balneis Puteolanis scripserunt*, Napoli 1559.

([4]) G. C. CAPACCIO, *La vera antichità di Pozzuolo*, Roma, 1652.

e nel 1898) ripresero temporaneamente i getti di fango caldo, ma poi cessarono dopo pochi mesi ([1]).

FENOMENI GEYSERIANI. — Le fumarole, le sorgenti termali e i Geysers sono fenomeni intimamente legati tra loro, e si possono considerare come diverse fasi di un fenomeno unico: il forte riscaldamento delle acque sotterranee, che si verifica specialmente in vicinanza a vulcani quiescenti o spenti da poco tempo. Mancano, invece, presso i vulcani molto attivi.

I Geysers più anticamente conosciuti sono quelli d'Islanda, situati 40-50 km. a nordovest dell'Hekla, nella regione denominata Hauchada. Il Gran Geyser emette acqua termale silicifera, e perciò depone una gran quantità di silice idrata (geyserite ed altre varietà di opale), la quale, accumulandosi di preferenza intorno alla bocca esplodente, ha costruito a poco a poco un conetto di tufo siliceo di 10 m. circa di altezza, alla cui cima vi è un cratere o bacino di 18 a 20 m. di diametro, che inferiormente continua con un canale cilindrico di 23 m. di profondità.

Nei momenti di quiete il cratere del Geyser è ripieno di acqua ad 80° C., mentre la temperatura dell'acqua nell'interno del canale cresce colla profondità, come verificò Bunsen, il quale trovò ([2]):

Profondità	Temperatura	Punto di ebollizione alle diverse profondità
A m. 3.30	85°.5	107°
B m. 8.10	110°	116°
C m. 11	—	120°.8
D m. 13	121°.8	123°.8
E m. 18	124°	130°
F m. 22.50	126°	136°

Le esplosioni dei Gran Geyser avvengono a intervalli varianti da 6 a 30 ore. Cominciano a sentirsi forti rumori sotterranei, accompagnati da tremiti del suolo, poi l'acqua ribollendo sale fino all'orlo del bacino; seguono piccole esplosioni di va-

---

([1]) G. MERCALLI, *Sul Vesuvio e nei Campi Flegrei* in *Appennino merid.*, an. II n. 1-2.

([2]) BUNSEN, *Ann. Chimie et Phys.*, an. 1858 e *Voyages en Islande* sur la « Recherche » (Géol. et Min., par E. Robert).

pore; infine una potente colonna d'acqua vien projettata, colla rapidità d'una freccia, fino a 30-40 m. d'altezza e si disperde in un nembo di vapori. Secondo Des Cloizeaux, in ogni esplosione vengono projettati circa 160 m.^{3} di acqua. La durata del fenomeno varia da 5 a 20 minuti.

Dalle citate osservazioni di Bunsen risulta chiaramente che il riscaldamento dell'acqua avviene non solamente per afflusso di vapori al fondo del canale, ma anche lateralmente, altrimenti non si capirebbe come da 3.30 a 13 m. di profondità cresca la temperatura di 36^0, mentre da 13 a 22 m. 50 cresce solo di 5. Allora è facile intendere che presso D l'acqua raggiungerà il punto di ebollizione (123^0.8 C.) prima che in tutti gli altri punti del canale, e si risolverà improvvisamente in vapore; e così tutta l'acqua superiore a D verrà lanciata in alto.

In conferma di questa spiegazione, Bunsen ha verificato che, se per mezzo di corde si sospendono nella gola del Geyser tre pietre, in C, in D e in F, solo la prima viene projettata al momento dell'esplosione.

Nella stessa provincia, un altro Geyser, chiamato Strokhr [1], presenta un piccolo bacino detto *Marmitta del Diavolo;* perchè l'acqua che contiene è costantemente in forte ebollizione, e, ad intervalli varianti da 6 a 12 ore, dà un'eruzione con getto di acqua e pietre.

Vicino a questi Geysers, ve ne sono altri più piccoli che danno eruzioni più frequenti, ma molto meno importanti, e altri, in cui le esplosioni sono cessate, e sono trasformati in bacini di acqua termale tranquilla, chiamati *Laug* (bagno o cisterna). In tutto si contano circa 100, tra sorgenti zampillanti e Laug nella regione di Hauchadal, ed altrettanti a Reykium, vicino a Reykiavik, capitale dell'Islanda. In queste regioni, « il geyser, scrive Tyndall [2], si mostra in tutte le fasi di sua esistenza, giovinezza, età matura, vecchiaja e morte. Nella giovinezza semplice sorgente termale, nella sua età matura colonna eruttiva, nella sua vecchiaia *Laug* tranquillo; la sua morte infine è come registrata dagli imbuti in rovina e dalle concrezioni, che restano testimoni della sua passata attività ».

---

[1] Lo Strokhr si formò nel 1798 in seguito a un terremoto; e nello stesso luogo, 5 anni prima, era scomparso un Strokhr simile (De Lapparent, *op. cit.*, pag. 475).

[2] *La chaleur consid. comme un mode de mouv.*, trad. Moigno.

Geysers degli Stati Uniti. — Una regione, dove i fenomeni geyseriani si presentano in proporzioni più grandiose che nell'Islanda, è l'Yellowstone Park o Parco Nazionale degli Stati Uniti situato sulle Montagne Rocciose presso le sorgenti dei fiumi Yellowstone e Madison, ambedue tributarî del Missouri, e presso le origini del fiume Snake, affluente della Columbia. È una regione tutta vulcanica dove le eruzioni, perdurate in tutta l'êra cenozoica, cessarono nella quaternaria.

L'Hayden [1] distingue le sorgenti termali del Parco Nazionale in tre categorie:

1° Sorgenti intermittenti (geysers), la cui temperatura, al momento della esplosione, supera quella dell'ebollizione, e nei tempi di quiete discende a 66°;

2° Le sorgenti bollenti o zampillanti, la cui temperatura è sempre quella dell'ebollizione, e che lanciano l'acqua a 2 o 3 metri d'altezza con getti quasi continui;

3° Le sorgenti tranquille con una temperatura che varia tra 27° e 87°: queste sorgenti in generale furono zampillanti in passato.

Secondo Hayden, complessivamente sono circa 3000 le sorgenti termali che vengono alla luce nel Parco Nazionale. Quella del torrente Fire-hole *(forame del fuoco)*, confluente del Madison, e quelle del lago Shoshone (nel bacino dello Snake) sono *siliciose,* come i geysers d'Islanda; invece quelle del Gardiner's River (affluente dell'Yellowstone) sono *calcaree;* infine, sui fianchi del monte Washburn, le sorgenti sono impregnate d'allume, di solfo, di carbonato sodico e di sal comune [2].

L'Hayden dà un elenco di 71 geysers attivi nel Parco Nazionale. Le altezze a cui lanciano l'acqua nelle eruzioni sono le seguenti: il Giantess-geyser ad 82 metri, il Bee Hive-geyser a 70 metri, tre altri a 65 m.; tutti gli altri, in generale, ad altezze minori, varianti tra 3 m. e 50 metri.

Il geyser Old Faithful (vecchio fedele) è rimarchevole per la regolarità delle esplosioni, che si succedono ad intervalli di

(1) F. V. Hayden, *Yellowstone national Park Geology, Thermal Springs, Topografy,* Wasinhgton 1883 pubblicato dalla Geol. and Geogr. Survey degli Stati Uniti.

(2) Contiene pure molto cloruro di sodio e tutti gli altri sali caratteristici dell'acqua marina un geyser del Giappone, presso Atàmi. K. Honda and T. Terada, *On the Geyser in Atami,* Tokyo, 1906.

65 minuti e nelle quali l'altezza del getto è di 40 metri. Invece il geyser del Gigante lancia ogni 24 ore una colonna d'acqua di 60 metri d'altezza e di 2 metri di diametro.

Hayden, arrivato in vicinanza del Giantess-geyser, trovò un'apertura ovale (larga 18-25 piedi), circondata da depositi siliciosi bianco-grigiastri. Nell'interno non si poteva vedere l'acqua, ma se ne percepiva il ribollimento, nelle parti profonde. « D'improvviso, scrive Hayden, l'acqua cominciò a montare, ribollendo fortemente, e mandando enormi masse di vapore, che cagionarono in noi un grande spavento, e un *salva chi può* generale. Quando l'acqua fu a 40 piedi circa dal suolo divenne nuovamente stazionaria e noi ritornammo ad esaminarla. Essa ribolliva e spumeggiava violentemente, e lanciava di tempo in tempo dei piccoli getti d'acqua calda quasi fino all'orlo del cratere. Improvvisamente essa parve presa da una agitazione spaventevole; montò colla rapidità d'una freccia, escì dal cratere, e si alzò in colonna della dimensione stessa dell'apertura, fino all'altezza di 60 piedi, mentre che, dalla cima stessa di questa colonna liquida, si staccavano cinque o sei getti d'acqua meno considerevoli, varianti da sei a quindici piedi di diametro e projettati all'altezza meravigliosa di 250 piedi (circa 82 m.). Questa eruzione durò 20 minuti, e giammai assistemmo ad uno spettacolo tanto magnifico. Il sole brillava in tutto il suo splendore, e projettando i suoi raggi sopra quest'acqua, formava migliaia d'arcobaleni.... Due eruzioni simili avvennero durante le 24 ore, che passammo presso il geyser e ciascuna di esse durò 18 minuti. »

La silice dei geysers del bacino del Firehole viene deposta sotto forma di piccoli tubercoli, ovvero di masse coralliformi. Associate alle sorgenti siliciose, ve ne sono molte anche solforose. I tufi siliciosi prendono i più svariati colori, rossi, verdi, gialli, madreperla, e ricordano le marne variegate dell'epoca triasica e le argille scagliose dell'Appennino. Il Giant geyser presenta un conetto alto poco più di 3 metri costituito da geyserite e da tufo silicioso di colore giallo-bruno.

I geysers calcarei del Gardine's river formano grandi depositi di tufi calcarei o travertini, disposti a forma di terrazzi, spesso assai pittoreschi, sui fianchi delle montagne. Sono bellissimi i terrazzi della White Mountain, detti anche bacini del Mammoth, dove il deposito calcareo ha uno spessore di 6 a 16

metri, e presenta una continua successione di stallattiti di un bel bianco di neve, sospese ad eleganti bacini circolari formati dalle incrostazioni stesse. Alcuni di questi bacini hanno forme regolari ed estremamente bizzarre.

In diversi luoghi del Parco Nazionale vi sono *sorgenti fangose*, che lanciano ad intervalli acqua e fango impregnati di allume. Uno di questi geysers di fango lancia un getto di vapore fino a 150 metri di altezza e presenta un cratere ad imbuto di circa 8 metri di diametro, in cui si vede, al momento delle esplosioni, un fango nero violentemente agitato, e si sente un suono simile a quello di un tuono in lontananza.

Un'altra regione dell'America settentrionale ricca di sorgenti termali e di fenomeni geyseriani è la California. Nella contea di Sonoma, specialmente in un piccolo vallone detto valle di Plutone, vi sono a centinaia le sorgenti di acqua termale ribollente e di getti di vapore. Uno lo chiamano *battello a vapore*, perchè si sprigiona dal suolo con un fracasso simile a quello che farebbero parecchie valvole di sicurezza di caldaie ad alta pressione aperte contemporaneamente. L'acqua di queste sorgenti non è silicifera, ma invece solforosa ed alcalina.

Fenomeni idrotermali nella Nuova Zelanda (1). — Nella parte settentrionale della N. Zelanda tra i vulcani Tongariro e Tarawera vi è una regione detta dei « laghi caldi », dove sono numerosissimi i geysers, le sorgenti termali tranquille e zampillanti, le stufe e solfatare, i vulcanetti di fango.

Questi fenomeni si mostrano si può dire dappertutto lungo la valle del Waikato, che comincia a nord del lago Taupo. Vicino a questo si trova la valle dei Geysers o di Wairakei percorsa da un torrentello caldo confluente del Waikato. Le figure 71 e 72 rappresentano due geysers di questa regione, cioè: il geyser Twins nel momento d'una esplosione (fig. 71) e il Dragon's mouth, in quiete (fig. 72). Questo secondo mostra la silice bianca che incrosta da ogni parte il piccolo cratere. Poco più a nord, lungo il corso del Waikato, c'è la località detta Orakei-

(1) Hochstetter, *Neu Zeland*, Stuttgart 1863. — Hayden, *op. cit.* — F. Martin, *The Geysers, Hot Sprlngs ecc., of N. Zealand* in The popular Sc. Review, 1879. — Carpenter *On the silicious and other Hot Springs in the vulc. district of N. Zealand*, Rep. of Britsh. Assoc., 1881.

korako (fig. 73) nella quale Hochstetter enumerò, su un piccolo spazio, 74 punti, dove esistevano getti di vapore o d'acqua ribollente senza contare i geysers a lunga intermittenza. Questi ordinariamente contengono acqua a 74° C. e ad intervalli di alcune ore danno getti improvvisi di acqua a 20-30 piedi d'altezza. Più a nordest segue la Quellenspalte o spaccatura delle

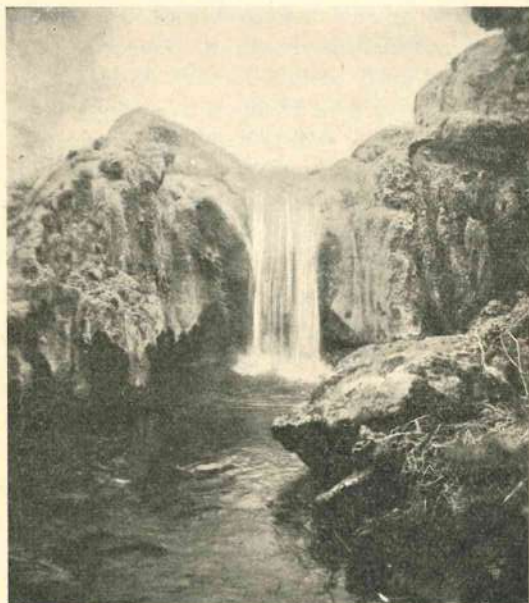



Fig. 71. — Geyser chiamato Twins (N. Zelanda) nel momento di un'esplosione. (Fot. B. Friedlaender).

sorgenti, detta Pairoa, dove si trovano fontane d'acqua bollente vulcanetti di fango in attività.

A sudovest del Tarawera, proprio al suo piede, esistono il Rotomakariri e il Rotomahana, laghi caldi tanto bene descritti e figurati da Hochstetter. Il Tetarata (una delle tante sorgenti termali che alimentano il Rotomahana) era un bacino crateriforme di 25 metri di lunghezza per 19 di larghezza ripieno di acqua chiara e limpida, avente verso il mezzo la temperatura dell'ebollizione, e sui margini circa 80° C. Quest'acque si riversava nel Rotomahana, scorrendo sopra una elegante gradinata bianca come marmo, formata dalla silice deposta dall'acqua

stessa. Dai margini prominenti dei gradini pendevano graziose stallattiti silicee, e i piani di essi erano tempestati da stagni di acqua cilestrina. Violente eruzioni vuotavano di quando in quando il bacino, ma ben presto si riempiva di nuovo, e nubi di vapori vorticosi nuotavano sopra di esso.

Presso il Rotomahana si contavano 100 punti dove spicciavano

Fig. 72. — Bocca del Dragon's Geyser, in quiete. (Fot. B. Friedlaender).

dal suolo acque calde o getti di vapore. Hochstetter, ricordando che Forbes calcolò che sono necessarî 1036 anni per la formazione dei depositi siliciosi del gran Geyser d'Islanda che hanno 19 m. di spessore [1], afferma che una non minore antichità bisogna attribuire ai gradini del Tetarata.

Questa regione venne tutta sconvolta nel 1886; poichè la spaccatura del Tarawera (pag. 35) si prolungò molto al di là del Rotomahana, distruggendo il lago e convertendolo in un

[1] Ritenendo che il Geyser depositi uno straterello di silice sottile come un foglio di carta ogni 24 ore.

cratere di esplosione. Nel luglio del 1886 (poco dopo l'eruzione) sul fondo del cratere Rotomahana, Thomas trovò una serie di *geyser fangosi*, e nella parte più bassa un nuovo piccolo lago.

Anche quello che ora si chiama Rotomakariri è un *lago nuovo*, che non occupa esattamente lo stesso posto di quello che prima del 1886 portava questo nome [1].

A NW del lago Terawera c'è il lago *Rotorua*, che ha 32 km. circuito, ed è circondato da un gran numero di fontane

Fig. 73. — I geysers e le sorgenti termali di Orakeikorako (da Hochstetter).

zampillanti e da acque termali intermittenti: a sud di questo lago ci sono i geysers di Whakarewarewa (fig. 74) e a nord c'è il lago Rotoiti, le cui acque sono torbide e fangose. Vicino al Rotoiti, Hochstetter trovò sette Solfatare, di cui la più importante chiamata *Ruahine* ha tutto l'aspetto d'un cratere semiattivo con depositi di solfo e sviluppo di acido solfidrico e di anidride solforosa [2].

---

(1) THOMAS, *Erupt. of Tarawera and Rotomahana*, pag. 50-51.

(2) Recentemente venne scoperto un bacino geyseriano di notevole importanza nella Nuova Pomerania (arcipelago di Bismarck). Vedi Dr. PFLÜGER in *Deutsche Rundschau etc.*, an. 1901.

SOFFIONI BORACIFERI [1]. — Fenomeni affini a quelli dei Geysers presentano i soffioni boraciferi del volterrano.

Nelle parti più elevate delle valli della Cecina e della Cornia, sopra un'area di circa 33 miglia quadrate, erompono dal suolo parecchie centinaie di getti di vapore acqueo misto ad acido carbonico e ad acido solfidrico, non che a diverse sostanze volatilizzate quali sono l'acido borico e i solfati di ammoniaca, di

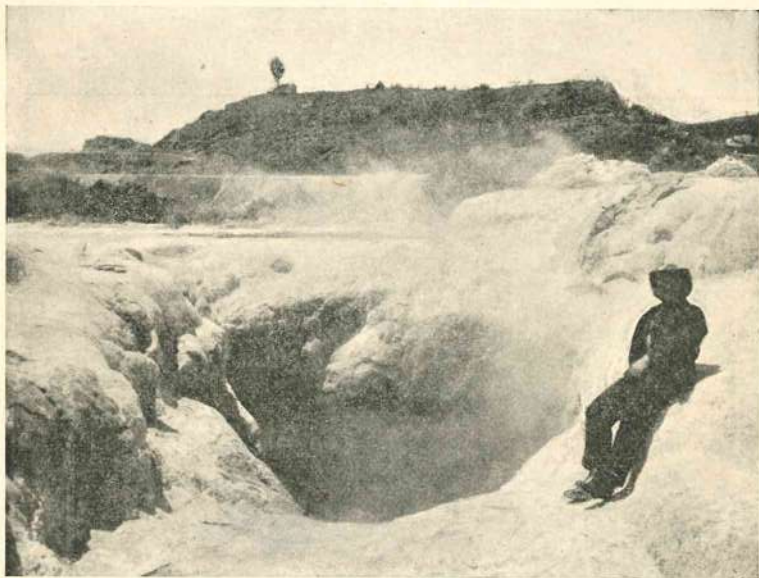



Fig. 74. — Bacino con acqua bollente detto Whakarewarewa (N. Zelanda). Dappertutto il suolo è incrostato di geiserite. (Fot. B. Friedlaender).

magnesia, di ferro, di sodio. La temperatura del vapore acqueo dei soffioni varia da 100° a 120°, e perciò la pressione, con cui si sprigiona dal suolo, giunge talvolta fino a 3 e più atmosfere. Per esempio, presso il Lago solfureo, esisteva nel 1867 un soffione, il quale lanciava in aria una colonna d'acqua di 20 metri d'altezza; ed a Travale ve n' è uno, da cui per un certo tempo si sprigionò il vapore con straordinario fragore e trascinando all'esterno circa 290000 litri d'acqua all'ora.

---

(1) G. MENEGHINI, *Sulla produzione dell'acido borico dei conti di Larderel*, Pisa, 1867. — BECHI, *Teorica dei Soffioni boraciferi della Toscana*, nelle Mem. della R. Accad. dei Lincei t. II serie 3.

I vapori dei soffioni incrostano il suolo circostante e le cavità sotterranee con minerali diversi, cioè: acido borico in laminette cristalline madreperlacee, solfato di ammoniaca (Boussingaultite), parecchi borati (di calcio, di ammonio, ecc.), solfo, ecc. Complessivamente le materie fisse emesse dai soffioni coltivati raggiunge circa 55,250,000. kg. all'anno.

Quanto all'origine dei soffioni, secondo il Bechi, i vapori acquosi provenienti da profonde regioni prenderebbero l'acido borico dalle rocce serpentinose molto sviluppate nella regione. Infatti, egli, analizzando molte varietà di serpentine della miniera di Montecatini, constatò in tutte la presenza del boro, probabilmente allo stato di borosilicato di magnesia.

I soffioni presentano il fenomeno dell'emigrazione, cioè: ciascun soffione non ha che una vita temporanea e, dopo un tempo più o meno lungo, a poco a poco s'indebolisce e finisce per cessare totalmente. Allora compare un nuovo soffione in luogo non lontano e sempre in posizione più elevata. In tal modo i soffioni d'un dato distretto emigrano dalle parti inferiori a quelle superiori della valle.

CAPITOLO VII.

Rassegna dei vulcani attivi e loro principali eruzioni

VULCANICITÀ. — La vulcanicità attuale delle diverse regioni della terra dipende dal numero dei vulcani attivi in esse esistenti e dall'intensità della loro azione, che si deduce dalla frequenza e dalla forza delle eruzioni. In questo capitolo anzitutto darò un elenco il più completo possibile di vulcani attivi e quiescenti (pag. 90); nello stesso tempo cercherò di definire il grado di attività (« vulcanicità ») di ciascuno, indicando le date o almeno il numero delle eruzioni storiche, e, di più, la forza e il carattere delle eruzioni stesse; preparando così il materiale per una futura *classificazione dinamica* dei vulcani; poichè finora i vulcanologi si sono limitati a istituire confronti e classifiche dei vulcani quasi esclusivamente morfologiche.

Rassegne generali di tutti i vulcani attivi del globo ci lasciarono Arago, De Buch, Humboldt, von Hoff, Scrope, Landgrebe e C. Fuchs [1]; ma ormai sono tutte più o meno antiquate, e io spero di presentarne una più completa e informata a criterî vulcanologici più moderni.

GRUPPI E ZONE VULCANICHE. — I vulcani sono quasi sempre avvicinati ad altri vulcani attivi o spenti da poco tempo, in modo da formare *gruppi* o *distretti* vulcanici ben definiti. Evidentemente in ciascun gruppo, i vulcani attivi rappresentano l'ultima estrinsecazione delle stesse forze sotterranee, che agirono nei vulcani spenti della stessa regione. Come esempî, possiamo citare il *gruppo flegreo* (Vesuvio, Solfatara, M. Nuovo,

[1] Per le opere di questi autori vedi la mia « Bibliografia ». Agg. Arago, *Liste des volcans actuell. enflammès*, in Ann. Bureau des Long. pour le 1824.

Epomeo, ecc.) e il *gruppo eolico* (Stromboli, Vulcano, Vulcanello e molti vulcani spenti), e il gruppo che dirò del Cotopaxi (Ecuador), dove sopra un'area di 60 km. di lunghezza per 50 di larghezza ci sono sette giganteschi vulcani, di cui tre attivi (Cotopaxi, Sincholagua e Antisana) e quattro spenti [1].

Alla loro volta un certo numero di distretti vulcanici sono topograficamente connessi tra loro in modo da formare una *zona vulcanica*. Certamente ci sono vulcani apparentemente isolati e sparsi nelle isole oceaniche, ma con tutta probabilità essi fanno parte di gruppi vulcanici sottomarini che sfuggono alla nostra osservazione.

1° Europa e Asia occidentale e centrale.

Zona vulcanica mediterranea. — La maggior parte di gruppi vulcanici di questa zona sono spenti. Vi appartengono: i vulcani di Castel Follit (Catalogna), quelli del Capo d'Aglio (Nizzardo) e della Francia centrale (Alvernia, Velay e Vivarais), di cui ho fatto cenno a pag. 74; i vulcani dell'Eifel (pag. 76), della Boemia e dell'Ungheria; i vulcani italiani della Sardegna (M. Ferrù), dei Colli Berici ed Euganei, infine quella fitta serie lineare di coni e laghi craterici, che corre quasi non interrotta per circa 300 km. alla base occidentale dell'Appennino, e i cui punti principali sono, da nord a sud, Monteamiata e Radicofani, Lago di Bolsena, M.te Cimino e Lago di Vico, Lago di Bracciano, M.ti Laziali, M.ti Ercinî e Roccamonfina.

I primi abitatori d'Europa assistettero alle ultime eruzioni dei vulcani della Francia centrale [2], dei Colli Laziali e fors'anche di altri tra questi vulcani mediterranei, che ora riteniamo estinti. Come ultimo alito di questo vulcanismo morente, rimangono acque termali e copiose emanazioni di acido solfidrico e di anidride carbonica nel cratere di Làtera (Bolsena), al Bulicame e al Bagnaccio (tra Montefiascone e Viterbo), alle Acque Albule di Tivoli, ecc.

---

(1) A. STÜBEL, *Karte der Vulkanberge Antisana, Chacaua, Sincholagua, Qnilindaña, Cotopoxi, Rumiñahui* und *Pasochoa*, Leipzig, 1903.

(2) Uno scheletro umano è stato recentemente trovato sulle proiezioni non rimaneggiate di Gravenoire (catena dei Puys); e alcuni ritengono che le eruzioni sulla Francia centrale si siano prolungate fino al V secolo dell'êra cristiana (Stoppani, *Corso* ecc. III, parag. 628, 629).

I vulcani attivi mediterranei appartengono tutti a tre gruppi, cioè: Flegreo, Siculo ed Egeo.

Gruppo Flegreo. — I vulcani di questo gruppo, che diedero eruzioni storiche sono quattro: il Vesuvio, l'Epomeo, la Solfatara di Pozzuoli e il M. Nuovo. Vi appartengono un gran numero di crateri estinti dei Campi Flegrei (pag. 75), delle isole Flegree, delle isole Pontine e del Vulture.

Palmarola, Ponza, Ventotene, S. Stefano, Ischia sono esattamente allineate nell'ordine come le ho nominate sopra una direzione W. N. W.-E. S. E., e dove termina questa linea, ad Oriente, seguono, un poco più a nord, ma su una linea parallela alla prima, i crateri dei Campi Flegrei e del Vesuvio. Lungo questa catena di vulcani, che certamente devono avere rapporti comuni d'origine, l'attività emigrò regolarmente da occidente a levante, cioè: prima si estinsero Palmarola e Ponza, poi S. Stefano e Ventotene, mentre Ischia e i Campi Flegrei sono quiescenti e il Vesuvio in piena attività [1].

Per il Vesuvio e il M. Nuovo, vedi pagg. 67, 80, 86 e 207.

Il profondo cambiamento subìto dal Gran Cono vesuviano, in seguito all'eruzione dell'aprile 1906, si rileva molto bene dal confronto della fig. 54 con le fig. 28 e 75.

Ho pure già parlato della Solfatara (Cap. III e IV): qui ricorderò soltanto che essa ebbe una forte eruzione esplosiva nel 1198 registrata da Mormile e Capaccio.

Dell'isola d'Ischia si conoscono le seguenti eruzioni, tutte eccentriche rispetto all'Epomeo [2], cioè: verso il 478 av. Cr. e verso il 400 av. Cr.; ai tempi di Tito (79-81 d. Cr.), sotto Antonino (138-161) e sotto Diocleziano (284-305). Infine un'ultima eruzione avvenne nel 1302, quando sgorgò la gran corrente delle Cremate, che dalla base est dell'Epomeo scese fino al mare tra Ischia e Porto d'Ischia.

Gruppo siculo. — Ai tre lati del grande triangolo siculo corrispondono tre sottogruppi di vulcani, cioè:

a) *Isole Eolie* e *Ustica*, a nord, con due vulcani attivi, cioè: Stromboli e isola Vulcano già da me descritti (Cap. III).

---

[1] G. Mercalli, *Note geol. e sismiche sulle isole di Ponza*, pag. 12 in Mem. R. Accad. Sc. di Napoli, an. 1893.

[2] G. Mercalli, *L'isola d'Ischia e il terr. del 28 luglio 1883*, pag. 105-107, in Mem. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett., an. 1884.

La fig. 76 dimostra lo stato attuale di perfetta tranquillità, in cui si trova il cratere di Vulcano.

b) *Pantelleria e Linosa,* a sud, coi vulcani sottomarini del 1831 e del 1901 (Cap. V).

c) *L'Etna* e i vulcani spenti di *Val di Noto,* ad est.

Nel secolo XIX, avvennero all'Etna 14 eruzioni *laterali* o *eccentriche*, negli anni: 1802, 1809, 1811, 1819, 1832, 1843, 1852, 1865, 1874, 1879, 1883, 1886 e 1892; cinque eruzioni laviche *terminali* o *subterminali*, ma di queste solo quelle del 1838 e del 1869

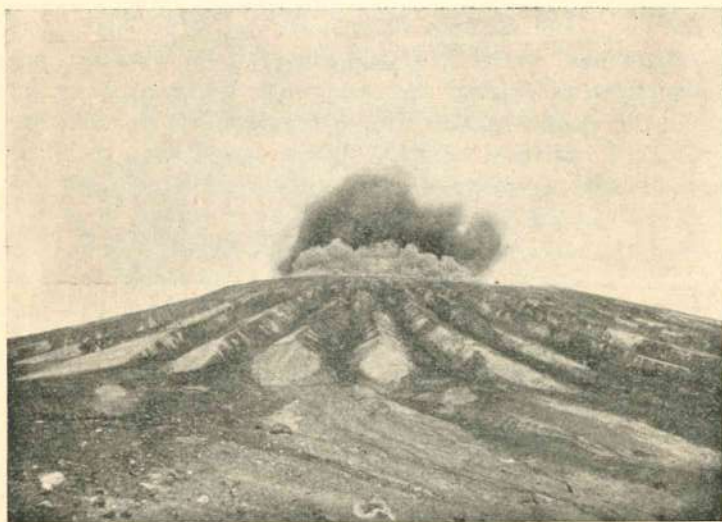



Fig. 75. — Il Gran Cono vesuviano visto dall'Atrio del Cavallo nel 4 giugno 1906, nel momento d'una debole esplosione di cenere. (Fot. Colombaj).

non furono seguite da eruzione laterale, le altre (1831, 1842 e 1863) devono considerarsi come fasi dell'eruzione eccentrica avvenuta poco dopo, con la quale formano un solo *periodo eruttivo;* infine due eruzioni esplosive nel luglio 1805 e nel luglio 1899.

Gli intervalli fra le eruzioni eccentriche variarono tra 2 anni e $^1/_3$ e 12 anni, media 7 anni circa. Per es., nei secoli XVII e XVIII avvennero 30 eruzioni laterali: quindi appunto una ogni 7 anni circa. Ora un'eruzione laterale etnea non può farsi attendere molto, perchè sono già passati 14 anni, dopo l'ultima del 1892.

Per i secoli anteriori le notizie sono incomplete, ma si sa che, dai tempi più remoti l'Etna, non ebbe mai riposi molto pro-

lungati; perciò ricordi delle sue eruzioni troviamo frequentemente in molti storici e poeti greci e latini, tra cui citerò Esiodo, Pindaro, Virgilio.

In base ai dati fornitici da Sciuto Patti, calcolai che dal

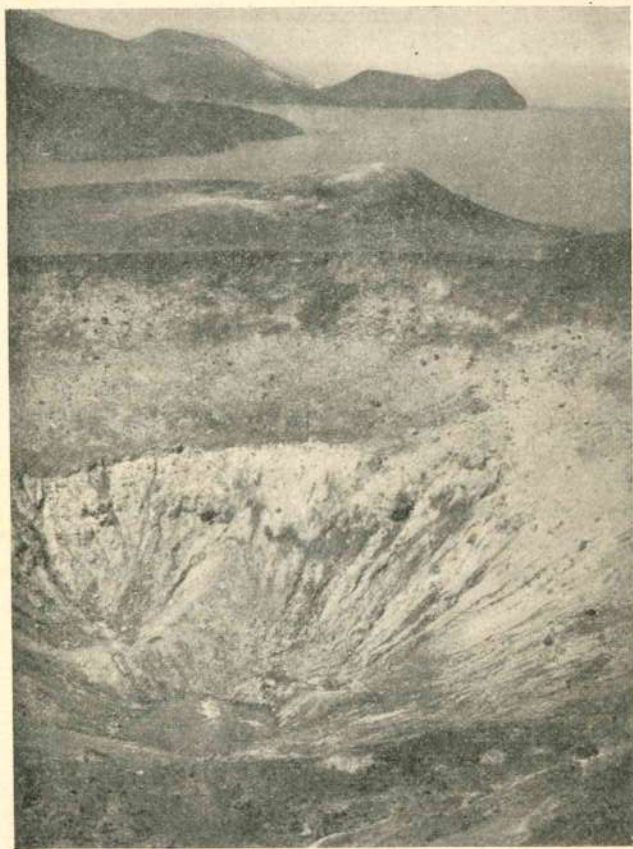



Fig. 76. — « Cratere d'esplosione » dell'isola Vulcano, dopo l'eruzione del 1889. In ondo si vede Vulcanello e un promontorio dell'isola Lipari. (Fot. H. Cool, 4 aprile 1904).

1669 al 1865, cioè in due secoli, l'Etna emise quasi 3 km^3 e $^1/_2$ di lava in corrente.

Gruppo vulcanico del mare Egeo. — Questo gruppo è formato da diversi vulcani spenti nelle isole Milos, Polinos,

Kimolos, e da tre vulcani, che diedero eruzioni nei tempi storici, cioè: il nuovo vulcano della penisola *Metana* (pag. 86), *Santorino* (pag. 260), e l'isola *Nisiros* (Sporadi). Quest'ultima presenta due Solfatare e pare che nel secolo XV abbia avuto un'eruzione. Il 2 giugno 1873 si rimise in attività con esplosioni ultravulcaniane. Verso il 16 giugno, le colonne di fumo si vedevano ancora da Rodi. Al principio dell'eruzione si videro grandi fiamme [1].

VULCANI DELL'ASIA CONTINENTALE. — Numerosi vulcani spenti si incontrano presso Smirne e nella valle del Tatlar (monti del Tauro). Secondo Scrope, nella regione detta Katakekaumene (Smirne), si trova una ripetizione esatta dei vulcani dell'Alvernia, cioè da 30 a 40 coni di tufo, tra i quali i più recenti sono così ben conservati come quelli delle moderne eruzioni etnee. Nei monti del Tauro c'è il vulcano *Argaeus,* forse non completamente estinto, poichè fu attivo fino al IV sec. (Tschihatscheff).

Pure molto interessanti sono i vulcani spenti della Palestina nelle regioni del Moab, del Jaulan, dell'Haourân studiati recentemente da Schumacher [2] e da Stübel (pag. 54).

In Arabia è attivo il *vulcano di Medina,* che ebbe un'eruzione di lava nel 1827, ed altre molto più violente nel 1254 e nel 1276 (Humboldt). Anche i dintorni di Aden sono vulcanici, e la città stessa è costruita nell'interno d'un cratere estinto.

Questi vulcani della Palestina e dell'Arabia sono probabilmente connessi con i vulcani dell'Africa equatoriale-orientale, mentre quelli di Smirne sono una continuazione della zona mediterranea.

Nel Caucaso, si trova il monte *Elbruz* (5630 m.), che presenta un gran cratere spento; il *Piccolo Ararat* (3914 m.), che è pure ritenuto estinto, il *Grande Ararat* (5171 m.), che è attivo (quiescente) e nel 1840 ebbe una forte eruzione ultrovulcaniana (Boscovitz); infine il monte *Karabetow*, che fece eruzione nel 1882 [3].

---

[1] GORCEIX in *Compt. Rend. Acad. Sc.*, 10 nov. 1873 e 4 mai 1874.

[2] In Hull, *op. cit.*, pag. 129-130.

[3] Il Fuchs cita pure come cratere spento il *Kasbek;* ma, secondo Treshfield (*The Explor. of the Caucasus*, cit. in Bonney op. cit., pag. 221), l'Elbruz presenta il tipico profilo di vulcano, ma il Kasbek non ha più forma cratericea.

Trovo in « Nature » 16 nov. 1882 che nel Caucaso, presso Temrink, al monte Karabetow, si è aperto un cratere e ne sgorgò una corrente di lava. Di questo monte non è ricordata nessun'altra eruzione.

Pare che si debbano considerare come vulcani quiescenti, perchè emanano vapori e gas solforosi, l'*Elburs* (5465 m.), presso Demavend, a sud del Caspio, nell'Iran; l'*Abischtcha,* sulla sponda orientale dello stesso mare, e l'*Alaghez* presso la via di Tiflis (Fuchs).

Infine la montagna *Degneh,* nel Kobistan (Caucaso) deiettò torrenti di fango e materie incandescenti nell'agosto 1866: e nello stesso tempo si formarono 400 piccoli coni disseminati (Perrey); quindi è probabile che si tratti d'un'eruzione-spaccatura.

Notevoli per la loro posizione nell'interno del più gran continente sono tre vulcani-solfatare della catena del Thian-Shan. Essi sono:

1.° Il *Boschan* che pare sia stato in forte attività nel secolo VII.

2.° Il *Turfan* o *Hot-schen* che emette continuamente fumo, talvolta luminoso durante la notte.

3.° La solfatara di *Urumtsi,* che verso il 1777 deiettò cenere. L'esistenza di questi vulcani venne accertata recentemente dal viaggiatore russo Semenof.

Altri vulcani ben conservati, ma spenti, esistono, secondo Stocliczka, nel Thian-Shan e nella regione Ujung-Holdongi, dove (presso Merghen) vi è pure un vulcano attivo, che ebbe un'eruzione nel 1721 (Fuchs).

Infine il Perrey [1] sull'autorità di Abramow, cita come vulcani attivi del Thian-Shan il *Pechan* (montagna bianca) e il monte *Agie,* che nel 1857 fumava continuamente.

Asia meridionale. — I vulcani che formano l'immenso *plateau* basaltico del Dekkan (pag. 39) sono tutti spenti. Nella penisola di Koutch, a sud del delta dell'Indo, esistono pure formazioni basaltiche recenti, ma nei tempi storici non si ricordano eruzioni, eccetto una, pure dubbia, che sarebbe avvenuta in coincidenza col gran terremoto del 1819.

In conclusione, nessun vulcano attivo autentico esiste in tutta l'Asia meridionale dalla Persia al Siam. Tuttavia ricorderò che nel Golfo del Bengala abbiamo trovato (pag. 268) due vulcani attivi sottomarini, uno presso la costa del Coromandel e l'altro presso quella dell'Arakan.

---

[1] *Note sur les trembl. de terre en 1857,* pag. 1857.

3. Asia orientale e insulare.

Una catena non interrotta di vulcani circonda tutta l'Asia orientale e attraversa il gran Mediterraneo indo-australiano: essa comincia col Kamtschatka e continua colle isole Curili, col Giappone, con le Filippine, con le Molucche e con le isole della Piccola e della Grande Sonda.

VULCANI DEL KAMTSCHATKA [1]. — Nella penisola del Kamtschatka ci sono 10 vulcani attivi, tutti allineati da nord a sud, nella parte orientale dell'isola, sopra un'estensione di circa 600 km. tra 51° 30′ e 56° 40′ di lat. N. Tra 55° e 58° di lat. v'è una serie di vulcani spenti, i quali tra 57° e 58° di lat. attraversano quasi completamente la penisola da est ad ovest. Sulla costa occidentale non esistono veri vulcani nè attivi nè spenti, poichè, secondo il prof. Bogdanowitsch, i sei o sette affioramenti di basalti, che si trovano presso il mare, sarebbero rocce intrusive. Terreni pliocenici sedimentari si stendono su tutta la parete ovest della penisola, alla base della catena di rocce cristalline antiche e metamorfiche, che formano la parte montuosa centrale della regione.

Dittmar nel 1852 enumerava 26 vulcani spenti dei quali 21 nella parte orientale del Kamtschatka: ma questo numero è ancora inferiore al vero, perchè Bogdanowitsch nel suo schizzo di carta geologica segna parecchi vulcani spenti nella parte centrale della penisola non indicati dal Dittmar.

Perciò conclude Bogdanowitsch che il vulcanismo attuale del Kamtschatka non è che una smorta immagine di quello assai più potente del pliocene e del quaternario.

Secondo lo stesso geologo, le rocce eruttive moderne del Kamtschatka (dal pliocene all'attuale) si succedettero nel seguente ordine:

a) Andesiti augitiche e iperesteniche aventi 51 a 54 %, raramente fino a 57 % di SiO_2.

---

[1] K. DITTMAR, *Die Vulkane und heissen Quellen Kamtschatka's* in Peterm., Geog. Mittheil, 1860. — A. PERREY, *Sur les tremblements de terre et les phénom. volcaniques dans l'arc des Kouriles et au Kamtschatka*, Lyon 1863. In questa memoria sono riferite e discusse le osservazioni di Pallas, Postels, Erman, Dittmar e di altri viaggiatori che visitarono i vulcani delle regioni indicate. — K. BOGDANOWITSCH, *Geolog. Skizze von Kamtschatka*, in Peterm. Geogr. Mitt. 1904, n. III-IX.

b) Andesiti amfiboliche e augitiche-biotitiche acide con 62 a 65 %, alcune fino a 72 % di $Si\,O_2$.

c) Basalti privi di olivina o con olivina scarsa, contenenti circa il 50 % di $Si\,O_2$.

La scarsezza di magma molto basico spiega il carattere predominante esplosivo dei vulcani del Kamtschatka, e il gran numero di Solfatare. Nessuno di questi vulcani è in attività permanente.

A Nord dal 58° di lat. cessano i vulcani attivi o spenti; ma le sorgenti termali, le emanazioni gassose e i giacimenti di solfo continuano fino al 62° di lat. (Dittmar). Per esempio, presso il fiume Tamlat (59° 30' lat.) esistono sorgenti termali e ricchi depositi di solfo (Bogdanowitsch).

Passando da nord a sud, i vulcani attivi del Kamtschatka sono i seguenti:

1.° *Schiwelutsch* Ssopka [1] (3206 m.): ebbe una forte eruzione con lave cominciata il 17 febbraio 1854 (Dittmar). È un vulcano andesitico [2] a lunghe intermittenze (tipo « Vulcano »).

2.° *Kljutschewskaja* (4916). — È il vulcano più attivo e la montagna più alta della penisola, e presenta forma conica regolare colla media pendenza di 33°, caratteristica dei coni misti, e un cratere terminale di circa 1 versta (1200 m.) di diametro (Hans nel 1788). È un vulcano a brevi intermittenze (tipo Etna) con magma andesitico basico [3]. Il Perrey registra le seguenti eruzioni del Kljutschewskaja: 1727-1731, 1737-38, 1739, 1740, *1762*, 1767, 1788, 1789, 1790, *1795*, 1807, 1810, 1813, 1819, *1821*, 1825, *1829*, 1841, 1843, 1854.

Le eruzioni sono spesso laterali e costruiscono conetti d'eruzione avventizii simili a quelli etnei. Nell'eruzione del 1829, veduta da Erman, la bocca d'efflusso era a circa 800 p. sotto

---

(1) « Ssopka » in lingua del Kamtschatka significa *vulcano*.

(2) Un'andesite anfibolica del Schiwelutsch analizzata da Abich contiene il 61,92 % di silice. Bogdanowitsch, nel 1898, trovò che un piccolo conetto dell'eruzione del 1854 esalava solo poco vapore, ma non vide traccia della lava, che, secondo Dittmar, era fluita in quella occasione.

(3) Roth studiò una lava del Kljutschewskaia e la classifica per andesite augitica, ma il magma attuale deve essere abbastanza fusibile e basico; poichè Erman osservò che i lapilli (settembre 1829) erano molto vetrosi, porosi e « avec d'innombrables boursouflures en partie arrondies et en partie étirées en fils d'une finesse surprenante », e i blocchi erano porosi, nerastri e disseminati di fenocristalli di augite d'un verde nerastro e di labrador bianco come neve, ossia molto affini alle lave doleritiche dell'Etna.

la cima e più in alto esistevano due bocche laterali esplodenti. Di notte la luminosità della lava fluente era, fino a grande distanza, molto superiore al chiarore della luna. A 96 mila piedi di distanza col cannocchiale si distinguevano i proietti ancora incandescenti a 1000 m. sopra l'orlo craterico.

Le eruzioni laviche del Kljutschewskaja in generale durano pochi giorni, però qualche volta (1737) l'efflusso continuò per parecchi mesi e una volta persino 3 anni (1727-1731). Presenta pure fasi esplosive violenti (novembre 1789) ovvero moderate. Per es. Dobell, che si trovava a Kljutchi nel febbraio 1812, scrive: « Nous eûmes la satisfaction de voir le magnifique volcan vomir un volume de flamme *(scorie incandescenti)* qui éclairait le ciel à plusieurs milles de distance ».

3.° *Tolbatschik* (2534 m.): vulcano quiescente, che presentò una forte eruzione nel 1739 (von Hoft).

4.° *Grande Semjatschik:* verso il 1790 ne crolla la cima in un parossismo eruttivo; nel 1852 emissione intermittente di fumo e cenere (Dittmar).

5.° *Piccolo Semjatschik:* nel settembre 1854, ebbe esplosioni vulcaniane cioè getti intermittenti di fumo nero come pece e con forte pioggia di cenere (Dittmar).

6.° *Japanow* o *Shupanowa* (2700 m.): spesso esala fumo e fa sentire boati sotterranei (Erman e Stein).

7.° *Awatscha* (2660 m.). Ha eruzioni frequenti, prevalentemente esplosive. Una delle più violente avvenne nell'autunno 1737, per la quale « tout le pays adjacent fut recouvert de matières volcaniques ». Contemporaneamente un terremoto scosse tutta la penisola, e il mare inondò le coste, e poi si ritirò facendo perire gli abitanti. Nel 1772, nel 1779 e nel 1789 presentò altre eruzioni (von Hoff) nell'agosto 1827 la deiezione di cenere e di lapillo fu tanto abbondante da oscurare il cielo fino a Petropawlovsk. Un'altra eruzione con fumo nero e cenere è registrata da Dittmar nel maggio 1855.

8.° e 9.° *Mutnowskaja* (2417 m.) e *Assatscha.* — Di questi due vulcani, situati vicini tra loro, un poco a sud della baja di Awatscha, solo il primo è attivo, secondo Bogdanowitsch, e ad esso si devono riferire le eruzioni del 1848 e del 1853, che Dittmar riportava all'Assatscha. Tuttavia pare che anche l'Assatscha debba ritenersi non del tutto estinto; poichè, secondo Postels, ebbe una copiosa eruzione di cenere nel giugno 1828.

10.° *Koselkoï* (presso l'Awatscha?): eruzione forte nel 28 ottobre 1852 (Perrey).

Parecchi altri vulcani quiescenti o almeno allo stato di solfatara esistono nel Kamtschatka. I più conosciuti sono:

1.° Il Kisimen, 55° lat. N. — piccolo cono fumante terminato a punta.

2.° L'Uson, 54°.30′ lat. N. — cono tronco con gran cratere di sprofondamento e fenomeni solfatarici molto forti.

3.° Il Kichpinitsch, a sud dell'Uson.

4.° L'Utasut, che presenta una solfatara (Dittmar).

5.° Il Ksudatsch, 52°.45′ lat. N.

6.° L'Apatscha, 52°.30′ lat. N. — con due piccoli con allo stato di solfatara.

7.° Il Tschaochtsch, presso il lago Kurili, all'estremità sud della penisola.

Serie vulcanica delle Curili [1]. — Tra il Kamtschatka e il Giappone sorgono dal mare una quindicina di isole tutte vulcaniche, disposte su una linea nord-sud, leggermente curvata verso est. Esse contengono molti vulcani attivi e quiescenti, che, procedendo da Nord a Sud, sono i seguenti:

1.° Isola *Alaid,* 50° 54′ lat. N.: cono isolato e molto regolare; nel 1770 dava molto fumo; nel febbraio 1793 ebbe una violenta eruzione esplosiva.

2.° Is. *Paramuschir*, 50° 51′ lat. N.: era in eruzione nel 1737, nel 1742 e nel 1793; nel 1857 altra eruzione.

3.° Is. *Charimcotan*, 49° 8′ lat. N.: ebbe frequenti eruzioni (Landgrebe); per es., una nel 1883.

4.° Vulcano *Sinnarka* sull'isola Sciiaskotan, 48° 55′ lat. N.: nel 1855 era in attività esplosiva moderata, ma abbastanza forte: dava boati e « enormes boufflées de fumée ».

5.° Is. *Ikarma* o *Ekarma*, 49° lat. N.: vulcano attivo (Pallas, Hermann).

6.° Is. *Tscirinkotan:* presso la spiaggia c'è una montagna vulcanica vista da Pallas in attività esplosiva.

7.° *Raikoke* o *Raschkoke*, 48° 15′ lat. N.: ebbe un'eruzione

[1] A. Perrey, op. cit. a proposito del Kamtschatka. J. Milne, *A cruise among the Volcanoes of the Kurile Islands,* in Geolog. Magaz., an. 1879. — Id, *The Kurile Islands,* ib. 1880.

molto violenta nel 1778; un bastimento perì col suo equipaggio; altra eruzione nel 1780.

8.° Vulcano *Sarnitscheff* o *Sarnytschew* nell'isola Matua, 48° 6′ lat. N.: nel maggio 1805, il suo cratere mandava continuamente fumo bigio-giallastro; eruzione lavica nell'inverno 1878-79.

9.° Is. *Rashau* [1]: contiene un cono fumante (Milne).

10.° Is. *Ushishir*: presenta un cono fumante (Milne).

11.° Is. *Ketoi:* ha due crateri fumanti; presentò forti eruzioni nel luglio ed agosto del 1843. M. Osten-Sacken (cit. dal Perrey) dice che in questi due mesi tutta l'isola pareva infiammata.

12.° Is. *Semussir* o *Simshir*, 47° 2′ lat. N.: nella quale c'è un picco fumante: eruzione forte che danneggiò tutta l'isola nel 1849; altra eruzione nel settembre 1881.

13.° *Tschirpoi* del Nord o *North Brother*, 46°-42° lat.: presentò attività esplosiva, vista da Otto Esche, nel 1857; forte eruzione nel maggio-giugno 1879.

14.° *Urup*, che contiene due picchi fumanti (Milne).

15.° Vulcano dell'is. *Iturup*, 45° 30′ lat. N.: presenta due coni fumanti e qualche volta lancia materie incandescenti; forte eruzione nel 1883.

16.° Is. *Kunashiri:* esala poco fumo ed ha depositi di zolfo (Milne).

Il Milne conclude che nelle isole Curili vi sono 16 vulcani attivi o almeno ancora fumanti. Però dalle cose dette si conclude che questi vulcani sono in istato di decrepitezza, poichè in epoca recente uno solo diede eruzione lavica.

VULCANI DEL GIAPPONE [2]. — Il Giappone è la terra classica dei vulcani e dei terremoti; infatti, vedremo che nelle tre grandi isole: Jezo, Nipon e Kiusiu o Satsuma ci sono circa 37 vulcani attivi o allo stato di solfatara. Essi sono avvicinati tra loro in modo da formare 4 gruppi, cioè: 1° gruppo di Jezo; 2° gruppo di Hondo; 3° gruppo di Satsuma; 4° gruppo di Oshima.

---

[1] Tra Rashau e Ushishir, presso l'isolotto Srednoy, avvenne un'eruzione sottomarina il 12 luglio 1887 (Rudolph).

[2] MILNE, *Op. cit.*, sopra (pag. 19). Questa è la memoria più completa e più interessante sui vulcani del Giappone. Lo stesso, *A Visit to the Volcano of Oshima*, in Geolog. Magazine, an. 1877. — WADA TSUNASHIRO, *Notes of Fujiyama*, in Trans. Seis-Soc. Japan, 1882. — DRASCHE, *Bemerk. über die jap. Vulcane Asama-Yama* ecc. in Jahrb. k. k. Geol. Reichans., 1877.

Ma il 1° dal 2° gruppo sono separati solamente dallo stretto di Tsugaru, quindi ne formano realmente un solo; invece il 2° gruppo dal 3° sono separati da oltre 600 km. di terreno privo di vulcani; il 4° poi fa da sè, perchè insulare. In generale i vulcani di questi gruppi formano degli allineamenti secondari paralleli tra loro e con direzione prossima a N.-S. Tutte le più alte cime del Giappone sono vulcani.

Milne registra 233 eruzioni avvenute nel Giappone dai tempi storici più remoti fino al 1886; ma quell'elenco ha già bisogno di aggiunte, perchè parecchi vulcani, allora creduti estinti, diedero in questi ultimi anni spettacolose eruzioni.

a) Gruppo di Jezo.

1.° *Iwosan* (1): è situato all'estremità nord-orientale di Jezo: cratere irregolare in cui c'è fango solfifero ribollente.

2.° *Meakan*, attivo, presso la costa orientale di Jezo.

3.° *Kushambitz*, attivo nel centro di Jezo.

4.° *Iwosan*, attivo, nella parte sud-occidentale dell'isola.

5.°-6.° *Shiribitz* e *Iniwa*, attivi, vicini al 4°, più verso est.

7.° *Tarumai* o *Tamurai* (920 m.), riattivatosi recentemente, ebbe nel 1874, nel 1885, nel 1886 (due) eruzioni esplosive con molta cenere (« Nature » 17, III, 87).

8.° e 9.° *Usu* e *Noboribitz*, attivi, vicini tra loro, a Sud dei precedenti.

10.° *Kumaga-take* (1131 m.): presenta cono e cratere regolari; ebbe eruzioni nel 1710 e nel 1856 (2).

11.° *Esan* (586 m.), che è allo stato di solfatara.

Gli ultimi otto vulcani sono tutti vicini tra loro nella parte sud-occidentale dell'isola, e circondano, a sud e a nord, un gran seno di mare, che perciò si chiama la *baja dei vulcani*.

---

(1) In lingua giapponese « San » e « Yama » significano *monte*, e « Sima » o « shima » significano *isola*.

(2) C. S. Forbes nel settembre 1865 visitò il *Komanartaki* (probabilmente altro nome del Kumagatake): ne trovò il cratere fumante e dice che questo vulcano ebbe eruzioni nel 1796 e nel 1855. Lo stesso Forbes fece l'ascensione del Ushiuru-Yama (Usu di Milne?) e osservò che il suo cratere emetteva vapori da diversi punti (Perrey).

b) **Gruppo di Hondo** *(da nord a sud).*

12.° *Osori-san* o *Ozore-san* (976 m.), situato all'estremità più settentrionale dell'Hondo: è allo stato di solfatara con cratere-lago.

13.° *Iwaki-san* (1604 m.), a 40° 41′ lat. N.; con cratere regolare; ebbe otto eruzioni, l'ultima nel 1848.

14.° *Ganju-san* (2135 m.), cono regolare con cratere fumante: eruzione nel 1686 e forse nel 1824 [1].

15.° *Azuma-san:* offre attività esplosiva a lunghe intermittenze (tipo « Vulcano »), verso il 1844 ebbe un'eruzione (Omori); in seguito mandò solo fumo fino al 1893, quando presentò eruzioni esplosive violentissime già da me ricordate (pag. 149).

16.° *Bandai-san* (37° 36′ lat. N., nella parte centrale dell'Hondo sett.): è formato da due montagne: il Kobandai o piccolo Bandai, e l'Obandai o grande Bandai, alte ambedue 1840 m. sul livello del mare, da cui dista circa 80 km. Vicino c'è un lago di 8 km. di diametro, le cui acque sono trattenute da una corrente di lava dell'eruzione dell'806. Dopo quell'anno rimase quiescente fino al 1888, in cui ebbe un'eruzione esplosiva ultravulcaniana da me ricordata a pag. 148.

17.° *Adatura* o *Dake-yama* (1420 m.) situato circa 19 km. ad est del Bandai e 11 km. a sud dell'Azuma; eruzioni antiche di fango e di sabbia nel 1240 e nel 807 av. Cr.; in seguito pare sia rimasto sempre allo stato di solfatara; nel 1899 l'attività solfatarica aumentò; poi il 7 luglio 1900 avvenne un'eruzione esplosiva violentissima tanto improvvisa che uccise 70 operai che lavoravano nell'interno del cratere per l'estrazione dello zolfo [2].

18.° *Nasu-dake* (1922 m.), situato tra 36° 37′ lat. N., era in eruzione verso il 1880.

19.° Il *Shirane-san* e il *Nantai-san* formano insieme il Nikko-san, presso la spiaggia del lago Chûzengi, e a poche

---

[1] Tra i N. 14 e 15, a 39 lat. N., c'è il *Chokai-san.* Milne dice che, discendendo da questo vulcano, attraversò parecchie correnti di lave antiche; ma non lo mette tra i vulcani attivi.

[2] *Der Ausbruch des Adatura in Japan am 7 juli 1900* in H. J. Klein, Jahr. der Astron. und Geophysik, Leipzig, an. 1901, pag. 261.

miglia dal Tempio; il Shirane ebbe eruzioni nel 1649, nell'aprile 1871 e nel giugno 1872.

20.° *Yake-yama* (2379 m.), vulcano andesitico, che presenta alla cima una solfatara, e fu visto da Marshall in stato di attività nel 1875.

Il Milne menziona solfatare anche sul *Mioko-san* e sull'*Haruna-san* situati in questa parte centrale dell'Hondo, ma non li considera come attivi.

21.° *Asama-yama* (36° 12' lat. N. presso la parte centrale dell'isola), è un cono molto regolare (2525 m.) con un cratere centrale assai profondo e sempre fumante.

Milne registra 22 eruzioni, l'ultima delle quali avvenne nel maggio 1870 con lava copiosa (Perrey).

Nel 1783 ebbe una delle più grandi eruzioni che ricordi la storia dei vulcani, lanciò blocchi aventi da 40 a 100 piedi di diametro ed emise una corrente di lava di 63 km. di lunghezza (Naumann).

22.° *Tate-yama* (2867 m.), l'ultima eruzione nota è del 704, ora è allo stato di solfatara.

23.° *Yake-dake*, si trova a sud del 22°; presenta tre coni con crateri, e vicino alla cima una solfatara.

24.° *Haku-san*, è un vulcano dacitico, a lunghissime intermittenze, ebbe eruzioni nel 1554 e nel 1839.

25.° *Fuji-san* o *Fujiyama* o *Fusiyama* (35° circa lat. N.), cono regolarissimo alto 3745 m. con cratere profondo 183 m.: è il «mons excelsus et singularis» di Kaempfer; secondo una tradizione giapponese cominciò a formarsi nel 294 av. Cr. Anticamente ebbe grandi eruzioni di lava; nel 799 eruzione con colata lavica di 20-22 miglia di lunghezza; nell'863 altra eruzione lavica; l'ultima eruzione avvenne nel novembre 1707, e fu esplosiva violentissima, tanto che oscurò l'aria fino a 100 km. di distanza e fu accompagnata da forti terremoti; presso il luogo dell'eruzione si formò un ampio golfo (Tsunashiro). Nel 1880, il cratere emanava ancora vapori (Milne). Altre eruzioni avvennero nel 937, nel 1330 e nel 1561. Le lave del Fuji sono doleriti e basalti anortitici.

c) **Gruppo di Oshima** *(insulare)*.

A sud-est dell'Hondo tra il golfo di Yeddo e le isole di Bonins, esiste una serie di vulcani insulari allineati quasi esattamente N.-S., e quattro di essi sono attivi.

26.° *Oshima* [1], si trova a 20 o 30 km. a sud del golfo di Yeddo; è formata da un vulcano (762 m.) molto simile al Somma-Vesuvio per la forma a recinto; al cratere centrale, quasi sempre attivo, alternano fasi esplosive con efflussi lavici. I prodotti recenti sono lave andesitiche nerastre e molto vescicolose. Il Milne enumera 12 eruzioni, ma alcune di esse durarono molti anni; e perciò più che eruzioni sono *periodi* eruttivi simili a quelli vesuviani (pag. 207). Per esempio, un'eruzione del 31 marzo 1684 si prolungò per 7 anni, un'altra dell'agosto 1777 continuò fino all'autunno 1792; ma durante questo tempo, trovo pure segnata un'eruzione al 1779. Il che significa che il periodo eruttivo 1777-1792 fu interrotto da parossismi, precisamente come suole accadere al Vesuvio.

Il vulcano Oshima venne trovato in attività esplosiva intermittente nel maggio 1854 da una spedizione americana (Perrey) e nel gennaio 1877 da Milne, il quale dice che le esplosioni avvenivano a intervalli da 2-20 minuti, e osservò alti getti di fuoco *(pillar of fire)* come nelle schiette esplosioni stromboliane. Nel cratere, profondo circa 90 m., si era formato un conetto d'eruzione intercluso, che si alzava fino a mezza profondità [2].

27.° *Miyake-jima* o *Miake-shima*, a sud della precedente: nel 3 luglio 1874 eruzione vulcaniana, accompagnata da terremoti; in Tôgô 30 case abbruciarono per la caduta di pietre roventi; nel 1876 altra eruzione.

28.° *Hachijo-Fuji* o *Nishi-yama* (866 m.), nella parte N-W dell'isola Hchijoshima; ultima eruzione nel 1789-1801.

---

[1] Esiste un'altra isola *Oshima* o *Ooshima*, pure vulcanica, ma spenta, situata molto più a nord (a 41° 21' lat. N), ad ovest dello stretto di Tsugru, poco lontano da Jezo. Vicino c'è *Ko-shima* che è allo stato di solfatara; poichè Klaproth (in *Nouv. Ann. de Voy.*, an. 1828, p. 198) osservò che il suo picco *fumava sempre*, e lo stesso affermava Tilesius nel 1805 il quale riteneva che le due isolette fossero le due cime sporgenti d'uno stesso vulcano sommerso (Tilesius, *Sur le volcan Coosima situé dans le voisinage du cap Sangar*).

[2] In « Nature » 20 june 1889 c'è una relazione sopra un' eruzione cominciata ad Oshima il 13 aprile 89 e ricordi delle eruzioni passate.

29.° *Tori Shima,* che ebbe una forte eruzione nell'agosto 1902 *(« Nature »).*

d) Gruppo di Satsuma *(Kiusiu).*

30.° *Tsumuri-san*, con cinque crateri e una solfatara, ultima eruzione nel 867.

A sud, poco prima di giungere all'Aso-san, si trova il *Kincho-san* allo stato di solfatara.

31.° *Aso-san* (1525 m.), cratere vastissimo (pag. 62) nel quale sorge un cono centrale fumante; 67 eruzioni conosciute, cioè 33 in inverno, 26 in estate e 8 senza data mensile. Eruzioni forti: dicembre 1631, luglio-agosto 1649, febbraio 1765. Furono esplosive accompagnate da boati e scosse.

Le rocce sono andesiti augitiche (il recinto?) e basalti. Dopo l'undicesimo secolo non diede più lave (Grosser) (1). Le ultime eruzioni esplosive avvennero nel 1872-73,

32.° *Onsen-san* o *Unsen* (32° 4' lat. N.), è un cono molto largo e regolare (1285 m.), ebbe nel 1792 una violentissima eruzione, nella quale il monte sprofondò ed emise un gran torrente d'acqua bollente. Ora dà solo fumo. Le rocce sono daciti.

33.° *Kirishima-yama* (1469 m.), a sud dell'Aso-san, circa 31° 45' lat. N., è un cono regolare con cratere completo e con attività del tipo « Vulcano »: verso il 1717, per più anni, continue esplosioni di cenere; sono note 25 eruzioni, l'ultima delle quali nel 1772.

34.° *Sakurajima* (993 m.). secondo Naumann, si formò nel 718 d. Cr. ed ebbe sette eruzioni tutte esplosive; le ultime nel 1799 e nel 1860.

35.° *Hirakikiyama* o *Kaibun*; Milne ricorda 7 eruzioni, l'ultima delle quali nel 1615.

36.° *Ikeda-yama*, situato all'estremità più meridionale del Kiusiu; è andesitico con due solfatare.

La serie dei vulcani giapponesi continua a sud con una serie di isole (le Riukiu o Lioukiou), contenenti parecchi vulcani attivi, tra i quali, i seguenti:

---

(1) GROSSER, *Der Vulcan Aso-san auf Kiu-shiu*, in Gaea, 1897, dice che l'Aso-san appartiene al tipo Kilauea. Forse il gran recinto apparterrà al tipo Kilauea, ma l'attività recente dell'Aso-San corrisponde al tipo basaltico-esplosivo.

37.° *Iwoga-shima*, quest'isola fu vista mandare turbini di fumo nel marzo 1866 (Perrey).

38.° *Yerabu-shima*, due isole ancora attive (Fuchs).

Fuchs riferisce che Becher vide un'eruzione sulla piccola isola di *Sumasesima*, a 29° 30′ lat. N.

VULCANI SOTTOMARINI PRESSO IL GIAPPONE. — Non si può precisare il numero, ma certamente sono parecchi, come risulta dai seguenti fatti.

Nell'arcipelago delle Liou-Kiou o Riukiu (mare di Satsuma) si formarono per fenomeni eruttivi, molte isole negli anni: 718, 764, 1185, 1780 (cinque), 1781 (due), 1813 (Milne). Nello stesso mare, pochi miglia a sud di Jwo-shima (is. vulcanica), avvenne un'eruzione sottomarina nel dicembre 1904-gennaio 1905, e si formò una nuova isola, che i Giapponesi chiamarono Nushima, ma che dopo pochi mesi era già quasi totalmente distrutta dalle onde marine.

Nel gruppo di Oshima (sud-est di Hondo), si formò un'isola nuova nel 632, presso le isole Vries, e un'altra sorse nelle vicinanze dell'isola Oshima, nell'anno 872.

Un'eruzione sottomarina avvenne nell'aprile 1871, presso lat. 30° N. e long. 140° E. Gr., tra il Nipon e le isole Bonin (Perrey). Un'altra eruzione sottomarina avvenne a 31° lat. N. a stessa long.; e una terza poco a sud dell'isola Bonin (Rudolph).

VULCANI DI FORMOSA. — I vulcani giapponesi terminano a sud con quelli dell'isola Formosa (tra 22° e 25° 20′ lat. N.), la quale contiene 3 vulcani attivi, che sono il Lieu-huang-schan, l'Hoschan e il Phy-nan-mischan.

Quest'ultimo frequentemente appare luminoso. Ad essi si devono aggiungere diversi vulcani sottomarini; poichè eruzioni sottomarine avvennero in punti differenti del mare di Formosa, nel 29 ottobre 1853 e nel gennaio 1854 (Perrey), e un'isola nuova vulcanica si formò nel 1007 tra Formosa e la penisola di Corea.

ISOLE FILIPPINE. — Le isole Filippine [1] formano un grande

[1] A. PERREY, *Documents sur les trembl. de terre et les phénomènes volcaniques dans l'Archipel des Philippines*, Dijon 1861. In questa memoria si troveranno riportate e discusse le osservazioni di Chamisso, di Berghaus, di Hochstetter e di altri.

arcipelago più esteso dell'Italia, e, come questa, ricco di vulcani e terremoti.

I vulcani filippini, che si possono ritenere attivi, sono circa 15, cioè: nell'isola di Luzon 5, in quella di Mindanao 2, e gli altri nelle isole minori.

I vulcani attivi sono i seguenti:

1.° e 2.° Il *Mayon* e il *Taal*, dei quali parlerò più avanti.

3.° Il *Balusan* (1700 m.): questo vulcano, che per la forma presenta una meravigliosa somiglianza col Somma-Vesuvio, è ordinariamente allo stato di solfatara, ma diede segni di attività nel 1851, mentre avvenivano violenti terremoti nei dintorni (Jagor) [1].

4.° Il *Bacón* o *Pocdol* (1400 m.), è situato tra il Mayon e il Balusan, ed elencato come attivo nell'opera « El Archipelago filipino ».

5.° Il vulcano *Aringuay*, nella parte centrale-settentrionale di Luzon a 16° 30′ lat. N. (distretto Ygorrotes o Igolotes), ebbe una violentissima eruzione di acqua nel 4 gennaio 1641 (Perrey) [2].

6.° L'*Apó* (3300 m.) è attivo, secondo gli autori di « El Archipelago filipino », si trova nell'isola Mindanao (prov. di Davao) ed è la montagna più elevata di tutto l'arcipelago.

7.° Il *Macaraturin* nella prov. di Collabatò in Mindanao (« El Archip. filipino »). Probabilmente a questo vulcano si devono riferire le due eruzioni avvenute nel 1765 e nel 1858 nell'isola Mindanao [3].

8.° *Babuyane-claro* (1000 m.), situato nelle isole Babuyane, che formano la parte più settentrionale dell'arcipelago: ebbe un'eruzione molto forte nel 1831.

9.° *Didica* (nelle is. Babuyane), isola sorta per eruzioni sottomarine negli anni 1856-60.

10.° Is. *Camiguin de Babuyanes* (736 m.), che contiene un vulcano attivo, secondo l'opera « El Archip. filipino ».

---

[1] F. Jagor, *Travels in the Philippines*, London, 1875.

[2] Quest'eruzione dell'Aringuay, negata da Hochstetter, è ammessa dal Perrey (op. cit. p. 102) sulla testimonianza di rapporti officiali contemporanei.

[3] Ferd De Luca (*Sui tremuoti*, Mem. di Geografia fisica, Napoli 1859) dai giornali di Singapore toglie la notizia d'un' eruzione avvenuta nel 1858 al vulcano *Macatusing* (probabilmente è il Macaraturin) nell'isola Mindanao, lontano circa 8 leghe dalla città di Pollock. Secondo Perrey (op. cit., 194), questo vulcano si chiama pure vulcano della baja di *Ulano*, situato a 7° 38′ lat. N.

11.° Is. *Camiguin del Sud* [1]: è situata a nord di Mindanao, e contiene un vulcano, creduto per molto tempo spento, ma che nel maggio 1871 fece una violentissima eruzione esplosiva, preceduta da forti terremoti e continuata fino all'agosto; nel 1875 ebbe un'altra eruzione. I prodotti del Camiguin sono andesiti augitiche e amfiboliche.

12.° Il *Malaspina* o *Canalaon* (1400 m.) situato nell'isola di los Negros; da questo vulcano Semper vide emanare fumi densi (Fuchs).

13.° L'isola di *Jolo* o *Yolo* o *Solo,* dove nel 4 gennaio 1641 avvenne un'eruzione esplosiva contemporanea ad una grande eruzione dell'isola Sanghir delle Molucche, come è attestato da una relazione contemporanea del gesuita P. Nieremberg riferita dal Perrey [2].

14.° Il *Siquihor* o *Siquigior:* vulcano attivo nell'isola del Fuego situata tra Mindanao e l'isola Negros.

15.° Il vulcano *Ambil*, che forma una piccola isoletta nella baja di Manila: esso da molto tempo manda chiarori dalla cima, i quali giovano ai marinai per l'entrata nella baja (Perrey).

Sono allo stato di solfatara il *Maquilin*, presso il Taal (is. Luzon) e i vulcani Dagami e Danon nell'isola Leyte. Secondo il Fuchs, anche nell'isola Mindoro esiste un vulcano attivo, ma io non ne trovo notizia in altri autori. Vi sono poi in Luzon molti vulcani spenti, tutti avvicinati tra di loro, alcuni nella parte centrale-orientale dell'isola, presso il Taal, gli altri presso il Mayon nella penisola Comarines (parte sud-orientale di Luzon). Tra questi ricorderò l'Ysarog « il solitario » dove si osservano copiose emanazioni di anidride carbonica. Infine nella valle di Tibi (penisola Comarines) vi sono molte sorgenti termali e abbondanti depositi di silice che ricordano i fenomeni geyseriani della N. Zelanda.

Se si eccettui il solo Aringuay, tutta la metà settentrionale di Luzon è priva di vulcani.

---

[1] A. Renard, *Le volcan de Camiguin aux îles Philippines* in *Bull. R. Acad. Brux.* 1885. Il Perrey avverte che erroneamente Fuchs chiama questo vulcano *Ruwang*. Un vulcano di questo nome esiste nelle isole Sangir. — N. Wood, *New volcano in the Philippines,* « Nature », nov. 30, 1871.

[2] L'Jagor (pag. 134) ricorda che anche il vulcano *Yriga* nel gruppo del Mayon, nel gennaio 1641 ruinò in gran parte per un'eruzione.

Eruzioni del Mayon (1). — Il Mayon o vulcano d'Albay sorge in forma di cono regolare, isolato (2522 m.), presso l'estremità sud-orientale dell'isola Luzon. È un vulcano basaltico molto attivo con eruzioni esplosive ed effusive, a brevi intermittenze come il Vesuvio.

Spesso gli efflussi lavici del Mayon sono terminali, ma non è vero, che siano sempre tali come asserisce il Drasche; poichè E. Abella attesta che nel 1881-82 e in altre eruzioni precedenti le lave sgorgarono non solo dalla cima ma da bocche laterali situate quasi a metà altezza sulla montagna. Neppure è esatto ciò che afferma il Drasche, che le lave del Mayon siano correnti di blocchi come quelle di molti vulcani di Giava. Sono lave a superficie frammentaria, ma in massa continua come si verifica in tutti i vulcani a ripido pendìo. Tuttavia è vero che i blocchi e le scorie vennero eruttate qualche volta (an. 1853) in tanta copia da formare vere valanghe devastatrici (pag. 194).

Le eruzioni conosciute di questo vulcano sono le seguenti: anno 1616; 1766 luglio 20, lavica; 1800, esplosiva?; 1814 grande eruzione prima esplosiva poi effusiva, con la morte di 1200 persone; 1827-28 altre di mediocre importanza; 1834, lavica che dura molti mesi; 1845 gennaio, esplosiva forte; 1846 e 1851 solo esplosive; 1853, eruzione forte con valanghe di detriti incandescenti (uccide 33 persone); 1855 marzo e nel 1857 eruzioni esplosive (2); 1858, eruzione lavica assai prolungata; 1862, lavica forte; 1868, 1871 e 1872 eruzioni esplosive e laviche; 1873 eruzione forte; 1881-82 eruzione terminale e laterale prolungata per molti mesi; nel novembre-dicembre 1885 lave terminali tranquille; nel 1886-87 trabocchi lavici ed esplosioni per più di un anno; nel dicembre 1888 esplosiva; settembre-ottobre 1890 e ottobre 1891 trabocchi lavici mediocri; 1892 febbraio — eruzione forte, per la quale il monte perde quasi 100 m. di altezza; 1893 in ottobre, eruzione forte lavica ed esplosiva; 1895 luglio 20 e 1896 in settembre eruzioni di minore importanza; nel giugno 1897 grande eruzione lavica (pag. 155).

---

(1) Ing. E. Abella y Casariego, *Monografia geologica del volcan de Albay ó el Mayon*. — P. José Coronas, *La erupción del volcan Mayon en los dias 25 y 26 de junio 1897*, Manila, 1898.

(2) Nel 1857 il Mayon vomitò tanta cenere che le api dei dintorni morirono tutte (Dott. Hochstetter cit. in Perrey).

Il Taal o Pulo-volcan [1]. — Vulcano famoso per le sue violentissime eruzioni esplosive (vulcaniane). Forma un'isola nel mezzo della laguna Bombong avente circa 40 km. di circuito, e che probabilmente rappresenta il residuo basale di un gran vulcano demolito, nell'interno del quale sorge il cono attivo. Il recinto antico, che chiude la laguna, è formato da tufi trachitici; invece le rocce moderne del Taal sono andesiti augitiche con 58.42 °/₀ di acido silicico.

Il Taal si eleva appena 275 m. sulle acque della laguna, ma presenta un vastissimo cratere elittico di 2600 m. di asse maggiore. José Centeno lo paragona a un grande anfiteatro profondo quanto è alto il cono sull'acqua circostante.

Verso il 1698 il Taal era in forte attività esplosiva. In seguito ebbe lunghi periodi di riposo, durante i quali emetteva vapore acido e acidi dello zolfo. Vi abbonda lo zolfo e De Chamisso (verso il 1815) trovò il terreno rivestito di solfato d'allumina (alun de plume).

Nel 1716 avvenne al Taal una forte eruzione, in seguito alla quale l'edificio vulcanico in gran parte sprofondò e rimasero, come residui della parte sommersa, due isolotti chiamati Bubium e Naupagon.

Nel 1747 vi fu un'eruzione, per la quale scomparve il villaggio Jalà (Centeno); ma assai più violenta fu quella del 1754 che distrusse i villaggi di Taal, di Lipa, di Tauanang. Cominciò in agosto con scosse di terremoto ed emissione di fumo e fiamme (materie incandescenti?) seguirono in novembre-dicembre grandi proiezioni di sabbia, di cenere, di acqua fangosa insieme a scorie e grossi blocchi di rocce basaltiche. Il materiale si accumulò nei dintorni con spessore variante da pochi centimetri a 2-3 metri. I boati si sentirono a grande distanza. Il cratere s'ingrandì e si formò la voragine craterica che possiede attualmente il vulcano.

A questo parossismo fece seguito un riposo molto prolungato. Il Perrey registra un'eruzione dubbia del 1814, e segni d'attività (boati e fumo) nel 1842 e una forte eruzione esplosiva nel settembre 1852.

Il Taal nel 17 maggio 1854 ebbe un'eruzione di cenere e

[1] Perrey op. cit. — José Centeno y Garcia, *Sobra los terremotos de Filipinas* in *Bol. Mapo geol. d'España* an. 1883, p. 62-67. — Boscowitz, *Les volcans*, p. 341.

nel 19 luglio dello stesso anno una forte eruzione di gas solforosi che fecero morire molti animali nell' isola. Dal 12 al 15 novembre 1878, dopo forti boati, avvenne un'eruzione di cenere abbondante, e nel giugno-luglio 1880 si sentirono boati e seguirono proiezioni di pietre incandescenti. Infine una forte eruzione esplosiva ebbe luogo al principio dell'aprile 1903 (1).

VULCANI DELLE MOLUCCHE E DI CELEBES (2). — Le Molucche (compresa Celebes) contano circa 20 vulcani attivi.

a) **Molucche del nord.**

1.° *Gamalama* o *vulcano di Ternate* (0° 48 lat. N.) ha 1380 m. d'altezza ed è un vulcano basaltico esplosivo molto più attivo dello Stromboli: proietta scorie molto fluide (pag. 122). Il luogotenente de Roi, che lo visitò nel 1690, vide il fondo del cratere occupato da magma lavico « un brasier ardent » e sentì boati spaventevoli. E Antonio Galoa che descrisse il Gamalama nel 1638 parla delle « pietre rosse che escono impetuosamente come dalla bocca di un cannone » e dice che il vulcano è abitualmente più attivo agli equinozi.

Le principali eruzioni di questo vulcano avvennero nel 1608, 1635, 1648, 1653, 1654, 1673 (violentissima con la morte di molte persone), 1677, 1686, 1693, 1770, 1771, 1772, 1773, 1774, 1775, 1811, 1812, 1814, 1831, 1833, 1835, 1838-39, 1840, 1841, 1842, 1843, 1844, 1845, 1846, 1847, 1849 in novembre; 1850 20 febbraio e 14 e 19 novembre; 1868 il 13 marzo e poi altre tre il 13, il 23 e il 30 novembre (in quest'ultima il pino vulcanico si alzò a 5000 piedi sul cratere); 1871 dal 7 al 28 agosto una eruzione assai forte con diversi e copiosi efflussi lavici terminali e accompagnata da molte scosse di terremoto (Perrey); infine proiezioni di cenere nel maggio 1884 (Knüttel).

In conclusione il Gamalama è in attività quasi continua (3) e presenta parossismi stromboliani più importanti di quelli dello Stromboli.

---

(1) MONTESSUS DE BALLORE, *Éphémérides sismiques et volcaniques*, in *Ciel et Terre*, octobre 1903.

(2) *Transaz. filos. di Londra* an. 1693-1695 e 1697. — PREVOST, *Suite de l'histoire générale des voyages*, t. LXV. — *Suppl. pour la déscription des îles Moluques*. Paris, 1766. — PERREY, *Doc. sur les trembl. de terre et les phén. volc. aux Moluques*. Epinal, 1857-59.

(3) WITZEN, *Trans. filos.* l. c. scrive: « Si sente un mormorio terribile sull' isola di Ternate... Essa sovente getta pietre ».

2.° Is. *Tidore*, a S E. di Ternate: ebbe eruzione nel giugno 1608 (Perrey).

3.° Is. *Machian* (0° 20′ N.): di questo vulcano si ricorda un'eruzione terribile nel 1646, per la quale molti abitanti e parecchi villaggi scomparvero (pag. 161); il 22 settembre 1760 altra eruzione disastrosa; nel giugno 1854, altra (Perrey).

4.° Is. *Motir* (0° 30′ lat. N.), possiede un vulcano che ebbe un'eruzione di pietre incandescenti nel 1778 (Landgrebe).

5.° Vulcano di *Gammacanore* sulla costa occidentale dell'isola Gilolo; nel 1673 eruzione esplosiva violentissima. Prevost così la descrive: il 20 maggio avvenne un terremoto disastroso che distrusse alcuni villaggi, seppellendo più migliaia di persone; il giorno dopo l'aria si fece oscura che appena si potevano discernere gli oggetti vicini, e tutte le isole, fino a 100 leghe furono coperte d'un piede di cenere, la quale cadeva in tanta quantità che arrestò i bastimenti e loro impediva di servirsi delle vele. Il mare inondò i paesi in pianura e obbligò le persone a fuggire sulle montagne.

6.° Vulcano *Tolo* o *Duko-Tala,* nell'isola Morotai, a nord di Gilolo (2° 44′ lat. N.); ebbe eruzioni accompagnate da terremoti nel 1550 ed è ancora allo stato di solfatara molto attiva [1].

7.° Is. *Siao* o *Siauw* (2° 43′ lat. N. tra Celebes e Mindanao); il 16 gennaio 1712 la montagna si spaccò e « parut toute en feu » i boati si sentirono fino a Ternate; in seguito fu in attività esplosiva quasi continua; è un vulcano « qui brûle toujours » (Prevost). Nel 1825 era in attività esplosiva (Perrey).

Nella parte nord-orientale della grande isola di *Celebes* (residenza di Menado) ci sono parecchi vulcani attivi, che sembrano in fase di decrepitezza; poichè nei tempi storici non diedero mai lave ma solo eruzioni esplosive. Sono i seguenti:

8.° Il *Klabat* o vulcano di *Kemas* (2072 m.) è un cono molto regolare; ebbe forte eruzione esplosiva nel 1680 e più forte nel 1694, che devastò il paese [2]. Belcher nel 1844 trovò il Klabat in perfetta quiete (Perrey).

---

[1] A. Wichmann, *Der Ausbruch des Vulcans « Tolo » auf Halmahera* in *Zs. Geol. Gesell.*, Bd. 49, 1897. Secondo Landgrebe, presentò eruzioni anche nel secolo XVIII. Presso il Tolo si vedono molte correnti di lava ancora ben riconoscibili. Nella lingua del luogo *Tala* significa montagna e *Duko-Tala* montagna che erutta.

[2] Queste due eruzioni sono registrate da von Hoff. — Il Witzen dice che il Kemas fece esplosioni con strepito orribile sentito fino ad Amboina, e accompagnata da

9.° Il *Lokon*, nel 1898 era allo stato di solfatara (Bücking), nel 1893 fece un'eruzione esplosiva dejettando fango e pietre (ultravulcaniana): i prodotti del Lokon sono andesiti.

10.° Il *Makawu* o *Rumengan*, situato a est del Lokon; ebbe un'eruzione nel 1789.

11.° Il *Seputan* (Wailan o vulcano di Tonsawang), dà frequenti eruzioni esplosive, per esempio nel 1785 o 1786, nel 1831 e nel 1838.

12.° Il *Tonkoko*, ebbe un'eruzione esplosiva nel 1801, durante la quale pare si sia formato il cono parassita Batu-augusbaru (¹).

13.° *L'Empung* è pure vulcano attivo, secondo Bücking: appartiene al gruppo del Lokon.

14.° Il *Sempu*, che sta di contro al Seputan, ebbe un'eruzione nel 1819.

15.° Isola *Una-Una* o Nanguna nel golfo di Tomini (isole Celebes): ebbe una violenta eruzione esplosiva, preceduta da terremoti, nel maggio 1898. I prodotti sono andesiti passanti a trachiti (²).

16.° Vulcano *Roewang* o *Doewang*, che forma un isolotto presso l'isola Tagoulada (isole Sangir): ebbe eruzioni nel 1808; lanciava colonne di fumo nel settembre 1856 e fece due eruzioni esplosive forti nel marzo e nel giugno del 1871 (Perrey).

17.° Il monte *Aboe* o Abou o Awoe, nell'isola Sangir situata tra Celebes e le Filippine a 3° 40′ lat. N., è un vulcano esplosivo a lunghe intermittenze; le sue principali eruzioni avvennero nel 4 gennaio 1641 (³) e dal 10 al 16 dicembre 1711,

---

grande oscurità e da terremoti. Siccome la relazione di Witzen è pubblicata nella Transaz. filos. di Londra del 1697, è presumibile che si riferisca all'eruzione del 1694. — Le altre notizie sui vulcani attivi di Celebes da BÜCKING in *Beiträge zur Geologie von Celebes*, in *Peterm. Geogr. Mitt.* an. 1902.

(¹) Il cap. Belcher, che visitò la residenza di Menado nel maggio 1844, dice che qualche anno prima (forse nel 1801?) si formò un cono nuovo presso Kemas e che al momento della sua visita era ancora in attività, « qui se manifeste par le bouillonnement de la lave qui s'échappe par un orifice situé au centre » (PERREY, *Note sur les trembl. de terre en 1859*, p. 7).

(²) A. WICHMANN, *Der vulkan der insel Una-Una im Busen von Tomini (Celebes)* in *Zs. d. d. Geol. Gesell.*, t. 54.

(³) Quest'eruzione viene da Von Hoff, dal Fuchs e da altri riferita al vulcano *Sanguil* dell'isola Mindanao; ma io, seguendo il PERREY, *Mém. Acad. Sc. Dijon*, VIII, 1860, ritengo sia avvenuta al vulcano Aboe dell'is. Sangir. Quest'eruzione cominciò verso la fine di dicembre 1640, ma il *maximum* fu la mattina del 4 gennaio 1641, quando a Mindanao la cenere produceva oscurità completa verso le ore 10 ant. e i boati si udivano fino nella Concincina e in altri paesi dell'Asia.

questa seconda uccise 2800 persone (pag. 206): recentemente presentò forti eruzioni nel 1812 (953 morti), nel marzo 1856 (2806 morti) (Perrey), nel 1871 con la morte di 400 persone (« Nature » an. 1892), nell'agosto 1883 (Verbeek) e nel giugno 1892 (Bücking). In quest'ultima eruzione tutta la parte N.-W. dell'isola venne distrutta e perirono 2000 (?) persone (« Nature », *l. c.*).

b) Molucche del sud.

18.° Il Wawani (3° 40′ lat. S.), che sorge nella parte nord della isola Amboina (penisola Hitu); ebbe eruzioni nel 17 febbraio 1674, nel 1694, nel 1695, nel 1704, nel 1797 ?, nel 1816, nel 1820, e nell'aprile-maggio 1824.

19.° Il Gunong-Api [1] della Grande Banda (4° 30′ lat. S.) ebbe eruzioni violentissime e spesso prolungate per molti anni continui; ebbe eruzioni alle seguenti date: 1586, 1598, 1615, (violentissima), 1629, 1632, 1665, 1675, 1678, 1683, 1690, nel novembre 1694, 1696, 1712, 1754, 1762, dal 1764 al 1775, 1778, 1805, 1811, nel giugno 1820 (fortissima) e nel 1824.

Dice il Prevost che il vulcano di Banda dal 1690 al 1696 non cessò mai di « vomir des flammes et de pousser des pierres » e lo stesso fece per 17 anni dal 1598 al 1615. Il Witzen, che visitò il vulcano nel 1694-95, conclude che il Gunong-Api « vomita una prodigiosa quantità di fumo, di cenere e sovente molto fuoco (brani di lave?) e fa sentire uno strepito simile a quello della più forte batteria di cannoni. Ha gettato (nel 1694) tante pietre, alcune delle quali hanno quasi sei piedi di lunghezza, di modo che il mare adiacente, che aveva 40 o 50 braccia di profondità, al presente è ricolmato a molte braccia al di sopra del livello dell'acqua ». A Banda Neira, altra isola dell'arcipelago, si ebbero in una sola eruzione fino tre piedi di cenere nelle strade.

20.° Del vulcano dell'isola Sorea o Siroa (6° 30′ lat. S.), si ricorda una grande eruzione che cominciò il 4 giugno 1693, prima esplosiva poi effusiva; diverse parti del cono sprofonda-

[1] Gunong-Api in lingua malese significa *montagna di fuoco*. Ci sono due altri Gunong-Api nelle piccole isole della Sonda coi quali non bisogna confondere questo della grande Banda.

rono successivamente, e si formò un lago di lava, esteso quasi quanto la metà dell'isola, tutti gli abitanti fuggirono. Si constatò che mano a mano che il lago aumentava di estensione, i terremoti diminuivano d'intensità. Dopo un lungo riposo, ebbe una eruzione nel 1844-45 (Perrey).

VULCANI DELLE PICCOLE ISOLE DELLA SONDA. — A Sud del mare di Banda, l'allineamento dei vulcani cambia bruscamente direzione, e si dirige nettamente da est ad ovest, prima coi vulcani delle piccole isole della Sonda (Timor, Flores, Sumbava, Lombok, Bali), poi con quelli di Giava e di Sumatra.

1.° La grande catena dei vulcani giavanesi comincia ad oriente con l'isola *Nila* (6° 56′ lat. S., 127° 3′ long. E. da Parigi), che, secondo Landgrebe, contiene una solfatara e un vulcano attivo (*Kokau?*), il quale nel gennaio 1904 era in eruzione (Montessus de Ballore, *l. c.*).

2.° Isola *Damma* (7° 20′ lat. S., 126° 16′ long. E. Parigi): vulcano molto alto e fumante (Marinelli, *La Terra,* vol. V).

3.° Il *Gunong-Api* forma una piccola isola vulcanica, situata ad W.-N.-W. di Damma: da esso, Dampier nel 1699 vide svilupparsi gran copia di fumo (Landgrebe). È il monte più alto della Malesia (4342 m.) ed è importante notare che il mare vicino di Banda si inabissa a eguale profondità (Marinelli).

4.° Isola *Roma:* emette costantemente dense colonne di fumo (Fuchs).

5.° Il vulcano dell'isola *Timor* fece una grande eruzione esplosiva nel 1638: altra violentissima eruzione esplosiva avvenne al vulcano *Floen-Bano*, nella parte occidentale di Timor, il 26 dicembre 1856; infine una terza eruzione ebbe luogo al vulcano di *Bibiluto* nel maggio 1857 (Perrey) (1).

6.° e 7.° Nell'isola Lomblen (tra Timor e Flores), c'è il vulcano *Lobetoll*, che ebbe un'eruzione nel 1819, e più a nord il *Kamba* che fece eruzione nel 1849 e 1850. Anche il Lobetoll, nel 7 ottobre 1849, lanciava molto fumo (Perrey).

---

(1) Scrope (*Op. cit.*, p. 475) scrive: « Le pic de Timor, comme Stromboli, servit jadis de phare aux navigateurs, étant, par sa hauteur, visible à 450 Km. En 1638 une prodigieuse éruption fit sauter le sommet du cône et le remplaça par un gran lac ». — Nel 1856, due persone vennero uccise dalle pietre che lanciava il vulcano di Timor. La eruzione del 1857 venne accompagnata da terremoti fortissimi e da sprofondamenti del suolo che fecero perire 36 persone (Perrey). — Probabilmente tutte queste eruzioni sono da riferirsi a uno stesso vulcano che porta diversi nomi.

8.° Vulcano *Jedia*, verso il centro dell'isola Flores: fece eruzione nel gennaio 1867 e altra molto più violenta esplosiva nel maggio 1868; un grosso blocco venne projettato fino all'isola Noessa Endeh.

9.° Il *monte Lobetobi* (costa S.-E. di Flores) ebbe un'eruzione esplosiva di ceneri e pietre nel 1868, e verso il 15 dicembre dello stesso anno lanciava colonne di fumo.

10.° Il *Tambora* (2756 m.) nella penisola Sancar dell'isola Sumbava; la più grande eruzione esplosiva dei tempi storici è quella avvenuta a questo vulcano nel 1815 (pag. 142).

11.° Il *Gunung-Api* o « monte di fuoco » è una piccola isoletta vicina a quella di Sumbava, a N.-E. : presenta due cime una delle quali ha il nome di « Lava-Pic ». Non si ricorda nessuna eruzione (¹); tuttavia è probabile che sia un vulcano quiescente.

12.° Il *Rengiani* o Picco dell'isola Lombok (4200 m.): la sua cima è fumante. Nel 1847 settembre 10-12 mandava gran colonna di fumo (Perrey).

13.° e 14.° Nell'isola Bali, vicina a quella di Giava, c'è il vulcano quiescente *Kara-Asam*, che ebbe una grande eruzione nel 1808 (von Hoff), e il vulcano Agoeng, che fece un'eruzione nel 1843 preceduta da terremoti (Perrey). Secondo Fuchs, anche il Gunung-Batoer fuma continuamente.

VULCANI DI GIAVA (²). — L'isola di Giava è veramente la terra classica dei vulcani; infatti si contano su questa isola ben 19 vulcani attivi, che diedero nei tempi storici eruzioni esplosive o effusive ed altri 10 vulcani allo stato di solfatara; infine Verbeek e Fennema descrivono altri 102 vulcani ritenuti spenti.

L'origine di questi vulcani di Giava rimonta all'epoca terziaria o a quella quaternaria, ma tutti presentarono il loro *maximum* di attività in questa seconda epoca. Ne segue che, sebbene la *vulcanicità* in Giava sia stata molto grande nei tempi storici, fu incomparabilmente maggiore nell'êra quaternaria.

(¹) Probabilmente si riferisce a questo vulcano un'eruzione di lava che P. Scrope dice avvenuta nel 1850 nella piccola isola Poulou Batou, al nord di Flores (*op. cit.*, pagina 475).

(²) Vedi le opere di Junghuhn, di Verbeek e Fennema citate nella Bibliografia. Vedi pure: STÖHR, *Il vulcano Tenggher della Giava orientale*, trad. di Canestrini, in *Atti Soc. Nat. di Modena*, an. 1867.

Attualmente l'attività dei vulcani di Giava è prevalentemente esplosiva. È falso, però, ciò che asseriva Junghuhn, cioè che i vulcani di Giava non abbiano dato vere colate di lava storiche, ma solo correnti di blocchi e proiezioni di materiale detritico. Vedremo che vere lave traboccarono dal Lemongan, dal Sémerou e dal Gountour.

I principali vulcani di Giava sono sensibilmente situati sopra una linea, che si avvicina all'asse longitudinale dell'isola stessa, che è approssimatamente E.-W. Tuttavia i vulcani della parte orientale formano una doppia serie longitudinale, e, in diverse parti dell'isola, alcuni vulcani sono distribuiti sopra crepacci trasversali all'indicato allineamento generale. Affatto isolati dagli altri, sono cinque vulcani spenti (Ringguit [1], Lourous, Mouriah, Tiilering e Bawéan); ma sono i più antichi e costituiti da rocce leucitiche, che mancano affatto negli altri vulcani di Giava.

Secondo Verbeek e Fennema, un gran crepaccio trasversale accompagnato da faglia separò le due grandi isole di Giava e di Sumatra.

Su questo crepaccio trasversale sono allineate parecchie isole vulcaniche, tra cui il Krakatau, il quale si troverebbe appunto sull'intersezione di detta faglia trasversale con il crepaccio longitudinale di Sumatra e con il crepaccio longitudinale principale di Giava.

In generale i vulcani di Giava sono « a recinto », cioè presentano un gran circo di sprofondamento, nell'interno del quale si formò un nuovo edificio vulcanico; perciò il cratere attivo non è il primitivo, ma quello del cono intercluso. Fanno eccezione soltanto le montagne coniche semplici e pontute del Tierimai, dello Slamat, del Soumbing e del Sendoro.

Darò l'elenco dei vulcani attivi o quiescenti di Giava, procedendo da est verso ovest.

a) Gruppo orientale.

1.° *Kawah-Idien* (2380 m.) è il vulcano più orientale della spaccatura longitudinale-settentrionale; fece eruzione con grandi

[1] Secondo Verbeek e Fennema, il Ringguit è spento; invece, secondo Junghuhn e Wichmann (*Der Ausbruch des G. Ringguit auf Java im J. 1593*, in *Zs. Geol. Gesell.*, t. 52) ebbe un'eruzione nel 1593 e fu visto fumare il 17 gennaio 1597.

torrenti fangosi nel 1796 [1] e nel 1817: in quiete emette molto vapore acqueo con anidride solforosa: il fondo del cratere è occupato da un lago: le rocce moderne sono andesiti augitiche.

2.° Il *Raoun* (3332 m.) ha un cratere profondo 630 m. (pag. 62): ebbe un'eruzione nel 1586 e fu visto fumare nel 1597 [2]; il 21 giugno 1885 cominciò un'eruzione (« Nature » ag. 27). Le rocce moderne sono basalti poveri d'olivina.

3.° *Hiang*, vulcano quiescente appartenente al gruppo dell'Idien; emette anidride solforosa.

4.° *Lemongan* (1664 m.): è un vulcano basaltico a recinto e molto rassomigliante al Vesuvio: il Somma del Lemongan si chiama Taroub (1670 m.), ha il suo versante esteriore coperto di vegetazione; invece il Lemongan p. d. è un cono misto affatto nudo al di sopra di 700 m., il quale si formò nell'interno della parte sprofondata del Taroub, con spostamento dell'asse eruttivo verto sud-ovest, precisamente come al Vesuvio. C'è però, una differenza, ed è che alla base esterna nord del Taroub avvenne qualche eruzione anche dopo la formazione del cono interno (Lemongan), il che non si verificò pel Vesusio. Sul Taroub-Lemongan, il Fennema enumerò 50 tra coni avventizi e bocche d'efflusso laterali.

Il Lemongan ebbe eruzioni nel 1806 (van Hoff), nel 1842 e nel 1859 (Stöhr).

Altre eruzioni con efflussi lavici avvennero nel 1847 marzo-giugno, nel 1849 (questa alla base esterna del Taroub), nel 1869, nel 1877, nel 1883 in aprile, e nel 1885. La lava del 1883, che è una delle maggiori, ha una lunghezza di 3400 m., una larghezza (nella parte inferiore) di 300 m. e spessore medio di 10-15 m. Il Lemongan presenta fasi esplosive stromboliane prolungate, simili a quelle del Vesuvio [3].

5.° Il *Bromo* fa parte di un vulcano chiamato Têngguêr [4].

---

(1) Questa eruzione è ricordata da von Hoff e da Landgrebe, che chiamano il vulcano: Tashem-Idjeng.

(2) Nel gennaio 21-25 e nel febbraio 2 (Wichmann). — Il Fuchs registra eruzioni del Raoun agli anni: 1638, 1730, 1788, 1808, 1812 e 1815.

(3) Per esempio, verso il 22 marzo e verso il 14 giugno 1856, si vedevano tutte le sere frequenti esplosioni di materie infuocate, e si ammirava da Prabolingo uno spettacolo magnifico alla cima del vulcano. Il Perrey registra altre eruzioni al 5 ottobre 1843, nel settembre-ottobre 1847 (forte), al 13-15 settembre 1849. Si verificò forte attività esplosiva (prevalentemente stromboliana) nel nov. 1887, nel nov.-febb. 1888, nel nov. 1889, nel 1890 (tutto l'anno,) nel novembre 1893 ecc. (Knüttel).

(4) Stöhr, *op. cit.*

Questo è un gran cono troncato, che ora ha 2724 m. di altezza, ma che prima della sua demolizione doveva avere circa 4000 m. di altezza (Verbeek). Presenta un vastissimo cratere di sprofondamento di 25 km. di circuito, chiuso da pareti scoscese alte da 300 a 500 m. e aperto solamente a N.-E. da un profondo barranco. Sul fondo (2100 m.) di questo immenso cratere, chiamato « Dasar » o « lago di sabbia », sorgono cinque coni interclusi: Bromo [1], Widodaren, Guiri, Kèmbang e Batok. Solo il primo, che è il più più basso (220 m. sul fondo craterico), è ancora attivo e dejetta di tempo in tempo ceneri, scorie e pietre e molto vapore acqueo. Secondo Stöhr, il « Dasar » nei tempi preistorici dovea essere occupato da un gran lago di lava come quello del Kilauea, e allora grandi colate laviche scesero dal Tengguer nella valle di Soukapoura. Nei tempi moderni l'attività è solo esplosiva. Le eruzioni sono separate da periodi di quiete perfetta o da emissioni di colonne di fumo. Nel 1838 il cratere aveva forma di imbuto molto profondo occupato da un lago la cui superficie era continuamente agitata.

Le principali eruzioni del secolo XIX avvennero negli anni: 1804, 1815, 1822-23, 1829 novembre 11, 1830, 1835, 1838 marzo, 1842, 1843 gennaio 16, 1857 marzo 9, 1858 marzo 4 e ottobre 18, 1859 gennaio 27, 1862, 1868. Nel 1893 (prima metà) projettava molta cenere.

L'eruzione del 1842 cominciò il 24 gennaio e verso il 19 febbraio le esplosioni erano così frequenti che Stöhr ne contava 3-4 in un minuto; al 21 marzo avvenivano a intervalli più lunghi, cioè ogni 3-4 minuti, però i boati erano più forti e le pietre più copiose. I projetti lanciati a grande altezza, di notte, apparivano incandescenti, e caduti a terra si schiacciavano. Alcune erano porose e leggere in tutta la massa, altre solo all'esterno e compatte nell'interno. Nell'aprile successivo la profondità del cratere era notevole, e sul suo fondo si vedeva un lava pastosa semisolida (Herwerden).

I prodotti attuali del Bromo sono basalti (Verbeek).

6.° Il *Sèmerou*, è un vulcano andesitico molto interessante perchè, non ostante la sua grande altezza (3650 m.), nel maggio 1885 emise dalla sua cima una corrente di lava, la quale squarciò pure il fianco della montagna producendo un'enorme valanga di detriti da me già descritta (pag. 71).

---

[1] *Bromo* è il dio del fuoco degli indigeni di Giava.

Questo vulcano manda quasi continuamente nubi di cenere e di vapore acqueo (Verbeek): per esempio, presentò fenomeni esplosivi abbastanza forti nel 18 aprile 1832, nel 25-27 settembre 1844, nel gennaio 1851 (Perrey), nell'agosto 1857, nell'aprile 1865 (Fennema e Perrey). Infine, dopo la grande eruzione del 1885, le fasi esplosive si ripeterono con maggiore frequenza nel 1886, nel 1887, nel 1889 (tutto l'anno), nel 1890, nel 1891 (specialmente in marzo), nel gennaio e dicembre 1893 (Knüttel).

7.° L'*Ardiouno* è un gruppo di tre vulcani, dei quali è attivo il Wèlirang (3156 m.)

8.° Il *Kelout* o *Keloet* (1731 m.) è un vulcano andesitico esplosivo: il suo cratere è occupato da un lago, e perciò le sue eruzioni sono spesso accompagnate da torrenti fangosi impetuosi e disastrosi. Le storie di Giava ricordano due antiche eruzioni del 1019 [1] e del 1785 (von Hoff); le ultime eruzioni avvennero nel 1848 maggio 16 e settembre (acquosa), nel 1864 in gennaio e nel 1875, infine nel maggio 1901 (« Géographie »).

9.° Il *Lawou* (3265 m.) è un vulcano andesitico, che, secondo Landgrebe, ebbe un'eruzione nel 1752.

10.° *Merapi* [2] (2875 m.): vulcano andesitico molto attivo, notevole per le sue violente esplosioni non meno che per l'estrusione di blocchi, senza proiezione, che avviene con grande lentezza e tranquillità dal fondo craterico (pag. 51). Ebbe eruzioni nel 1701, nel 1792, nel 1796, nel 29 dicembre 1822, nel settembre-ottobre 1846, nel 14-15 sett. 1849, nell'agosto 1854 (Perrey), nel luglio 1863, nel 1865, nell'aprile 1872, nel 1883, nel gennaio 1894, nel novembre 1903 e nel gennaio 1904.

Nel 1865 e nel 1872 in blocchi accumulati lentamente nel cratere in precedente, vennero violentemente projettati lontano sul fianco esterno del monte.

11.° *Merbabou* (3145 m.): vulcano a lunghe intermittenze, che ebbe eruzioni nel 1562 (von Hoff), nel luglio 1863 e nell'aprile 1872; è molto vicino al Merapi, e tuttavia i prodotti sono diversi (basaltici).

12.° *Soumbing* (3336 m.): è un vulcano quiescente, dal cui cratere si sviluppa anidride solforosa.

---

[1] A. Wichmann, *op. cit.*, registra al 1586 due eruzioni, una al Kelout e l'altra al Merbabou; ma Verbeeck e Fennema riferiscono l'eruzione del 1586 al Raoun.

[2] Si noti che in Sumatra c'è un altro vulcano attivo chiamato pure *Merapi*. In lingua malese « Moro Api » vuol dire « Fuoco distruttore » (Reclus). Anche un cono del Dempo (Sumatra) nel quale si apre il cratere Lawah, si chiama *Merapi*.

13.° *Sèndoro* (3145) è un cono molto regolare situato vicino al Soumbing: il cratere terminale è allo stato di solfatara; ma un cratere laterale molto in basso, verso ovest, chiamato *Kèmbang* ebbe un'eruzione esplosiva nel 1818 e un'altra forte nell'aprile 1882: nel gennaio 1904, dava segni di attività (Montessus).

14.° *Lo Slamat* (3472 m.) è un vulcano basaltico di forma conica molto regolare, con cratere profondo ordinariamente allo stato di solfatara; ebbe eruzioni nel 1772 (agosto), nel 1825, 1845 e 1849 (dicembre) con correnti laviche molto grandi (Verbeek e Fennema). Nel 20 marzo 1847 lanciò colonne di fumo nerissimo (Perrey).

b) Gruppo occidentale.

Dopo lo Slamat, seguono circa 100 km. di terreni sedimentari senza vulcani nè attivi nè spenti, poi comincia il gruppo vulcanico occidentale.

15.° Il *Tjèrimai* (3077 m.): più vicino al mare degli altri vulcani attivi di Giava: cono regolare con cratere ellittico, nel quale vi sono due crateri minori con solfatare e depositi di solfo; ebbe due eruzioni, nel 1772 e nel 1805 (Landgrebe).

16.° *Galounggoung:* gigantesco massiccio vulcanico formato da tre grandi circhi craterici giustaposti, e con 10 crateri secondari spenti o allo stato di solfatara tra cui il lago Tèlaga-Bodas ricco di acido solforico libero e di allume. La cima più alta raggiunge 2240 m. A S.-E. del circo craterico più grande si apre un barranco, e presso l'orlo orientale della gran caldaia a fondo piatto, esiste il cratere attivo, chiamato *Wariang*, che ebbe due grandi eruzioni esplosive (ultravulcaniane) con torrenti fangosi nel 1822 e nel 1894 (pag. 195) [1].

La roccia è un'andesite pirossenica con olivina.

17.° *Papandaïan* (2660 m.): gran circo craterico (caldera) aperta verso nord da un profondo barranco formatosi nella grande eruzione del 1772 già ricordata (pag. 71). Nell'interno della

[1] VAN DER CAPELLEN, *Déscription de l'eruption de m. Galounggoung dans l'île de Java en 1822*), dice che, anche prima del 1822 il Galounggoung faceva sentire boati, specialmente durante le eruzioni del Gountour che dista 25 o 30 leghe.

caldera ci sono quattro crateri secondari interclusi, uno dei quali è sempre allo stato di solfatara. La lava del 1772 è una andesite augitica.

18.° Il *Kendang* o *Kawah manouk* (2608 m.), situato a nord del Papandaïan, allo stato di solfatara con sorgenti fangose calde: presenta un'antica corrente di ossidiana con 79-80 °/₀ di silice.

19.° Vulcano *Tüwidei* (2177 m.): allo stato di solfatara molto attiva (Kawah-Tüwidei), dove vi sono andesiti caolinizzate.

20.° *Il Patouha* (2433 m.) presenta un gran circo nell'interno del quale c'è un piano arido con fumarole, e alcune centinaia di metri sotto la cima c'è un lago famoso per le sue acque bianche (solfo) e ribollenti per sviluppo di gas: deposita gran copia di solfo.

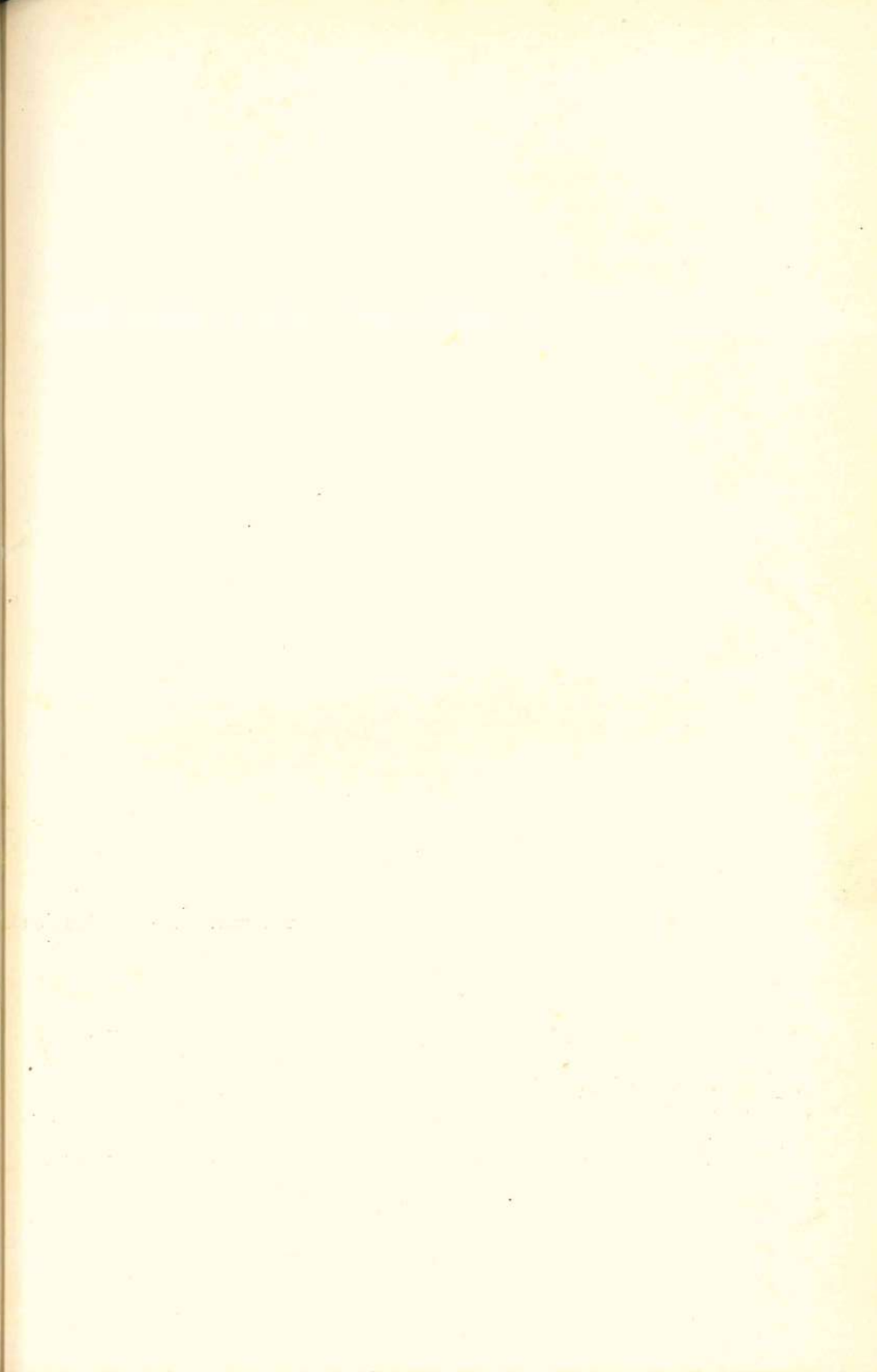
21.° Il *Gountour* o « monte del tuono » (2244 m.), situato poco più a nord del Papandaïan, è un vulcano a brevi intermittenze esplosivo ed effusivo, come il Vesuvio, però un po' più esplosivo; i prodotti moderni sono basaltici: solo nella prima metà del secolo XIX, le cui eruzioni sono meglio note, fece 15 eruzioni negli anni: 1800, 1807, 1809, 1815, 1816, 1818, 1819, 1820, 1828, 1832 (fortissima), 1833, 1836, 1840 maggio 23, 1843 gennaio 4 e novembre 25, nel 1847 ottobre 16-18. Nel 1840 emise gran corrente di lava a superficie unita e interfluente la quale si sovrappose a una corrente più antica ma pure dello stesso secolo [1]. Nel 1843 in sole 4 ore projettò una quantità enorme di detriti.

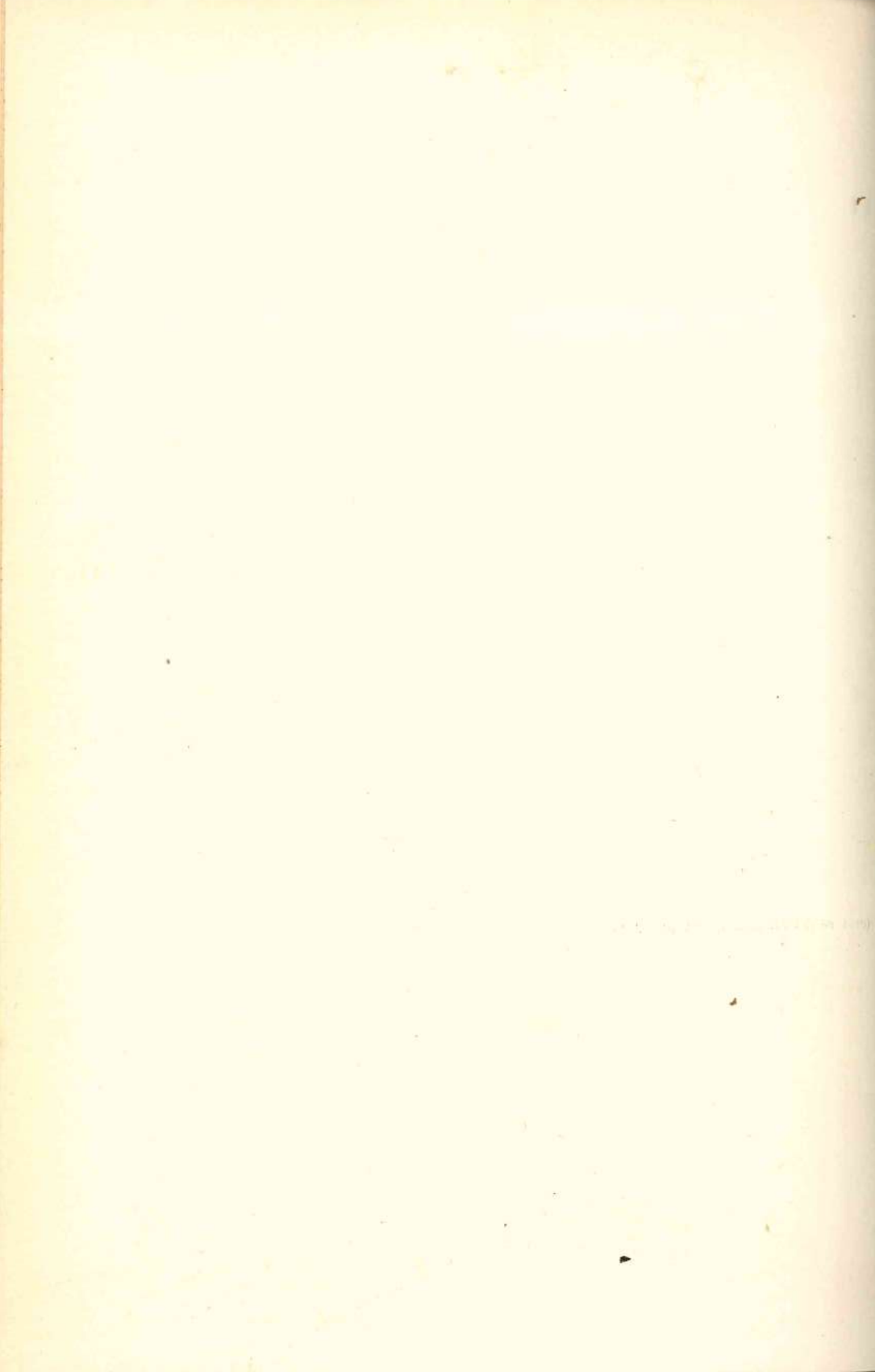
22.° Il *Tangkouban-prahou* alla cima presenta un gran circo di 2320 m. di diametro, nel quale si aprono due caldaje ossia due crateri allo stato di solfatara: il Kawa-Oupas e il Kawa-Ratou. Il *Kawa-Ratou* nel 27 maggio 1846 fece una forte eruzione esplosiva con correnti di fango. Le rocce sono basalti e presentano colate sgorgate specialmente verso nord e nord-est.

23.° Il *Waïang-Windou* (2181 m.), che contiene una solfatara chiamata Kawah-Waïang.

24.° Il *Danou tiiharous*, nell'interno di un gran circo craterico presenta quattro solfatare.

---

[1] Verbeek e Fennema descrivono dettagliatamente queste correnti, per dimostrare erronea l'affermazione di Junghuhn e di Stöhr, che ritenevano non avere i vulcani di Giava mai dato vere colate laviche nei tempi storici.

Tav. XXIV. — Veduta panoramica del Mok

weoweo (cratere del M. Loa) (pagg. 63 e 329).

25.° Il *Tampomas* (1683 m.): sul cui versante orientale esistono solfatare.

26.° *Pangrango-Guèdé*. Il Pangrango (3019 m.) è un gran circo vulcanico (un Somma) spento, ad est del quale si formarono due coni colossali più giovani: il Mandalawangui e il Guèdé attivo. Alla cima di questo esiste il cratere di 1 km. di diametro e il cui orlo si alza a 2958 m.; verso ponente il cratere è demolito e qui si aprono le due bocche attive. Da qualche secolo il Guèdé dà solo eruzioni esplosive, ma in passato la lava si innalzò fino all'orlo del cratere e ne sfondò la parte N.-NW.

Junghuhn ritiene che ciò sia avvenuto nel 1747-48, Verbeek e Fennema in epoca più antica. Le eruzioni moderne sono vulcaniane e ultravulcaniane e i prodotti sono andesiti, mentre le lave antiche sono basalti; sono in generale di forza mediocre ma frequenti: infatti in un secolo e mezzo trovo registrate le seguenti eruzioni del Guèdé: 1747-48, 1761, 1772, 1825 ottobre, 1835 settembre, 1840 nov.-dic., 1843 gennaio 23 e luglio 28, 1845 gennaio 23 e marzo 5, 1847 (forte) marzo 17 e settembre 15, 1852 maggio 28, 1853 marzo 14, 1886 giugno 30. Quest'ultima fu molto violenta e preceduta da forti terremoti; anche l'eruzione 5 marzo 1845 fu preceduta immediatamente da violenti terremoti (Perrey).

27.° *Salak* (2211 m.): è un altro vulcano appartenente al gruppo del Pangrango; ordinariamente allo stato di solfatara, ebbe eruzione nel 1699 e nel 1781 (von Hoff) (1).

28.° Il *Karang* (1178 m.), presso il vulcano spento Danou (estremità più occidentale di Giava), presenta tre solfatare molto attive.

29.° Il *Krakatau* o *Krakatoa* è nello stretto della Sonda, tra Giava e Sumatra, dove si formarono in mare diversi coni vulcanici insulari, in generale spenti, tra cui citerò il regolarissimo Sèbèsi (1859 m.). Solo l'isola Krakatoa diede due eruzioni esplosive nei tempi moderni, cioè nel 1680 e nel 1883 (pag. 144).

VULCANI DI SUMATRA (2). — Quest'isola, molto più grande

(1) Verbeek e Fennema dimostrarono che un gran terremoto con scoscendimenti avvenuto nel 1669 al Salak, venne erroneamente da Junghuhn ritenuto per un'eruzione.

(2) PERREY, *Doc. sur les trembl. de terre et les phénom. volcaniques dans l'île de Sumatra*, in *Nouv. Ann. de Voy*, 1861.

di Giava, possiede 68 vulcani spenti e 9 attivi, disposti in serie longitudinale S.E-N.W., presso la costa oceanica.

Procedendo da sud a nord, si trovano i seguenti vulcani attivi:

1.° Il *Dempo* (3170 m.), a 3° 50′ lat. S., che manda sempre fumo dalla sua cima; e Presgrave, avendone visitato il cratere nel 1817, afferma di avere trovato tracce evidenti di eruzione recente.

2.° Il *Kaba* (1650 m.), secondo Reclus, ebbe una forte eruzione esplosiva, che cominciò nel 1875 e durò tre anni. Probabilmente il Landgrebe allude al Kaba dove dice che nel distretto di Palenbang c'è un vulcano senza nome sul quale si vedono colonne di fumo.

3.° Vulcano *d'Indrapura* (3736 m.), cima più alta dell'isola o Gunung-Korintji: ebbe probabilmente un'eruzione lavica nel 1838 (Landgrebe), e fu visto in attività esplosiva moderata da Junghuhn nel marzo e nel giugno 1842.

4.° *Gunung-Salassi* o di Talang, ebbe eruzioni nel 1833 (esplosivo-moderata) e nell'aprile 22 del 1845 (Perrey).

5.° Il *Merapi* (2848 m.) è il vulcano più attivo di Sumatra: ebbe eruzioni verso il 1770 e verso il 1807, nel luglio 1822, una grande eruzione dal 16 al 18 novembre 1845; un'altra breve, ma violenta, con getti alti di materie incandescenti in ottobre e novembre 1855 (Perrey); infine moderata attività esplosiva in agosto 1854 e in febbraio 1861.

Il *Gunung-Singulang* (2682 m.), il cui cratere è pieno di acqua, forma col Merapi un vulcano-gemello come avviene del Merbabou col Merapi di Giava: è spento (?).

6.° Il *Bur-ni-Telong,* nella parte N.-E. dell'isola; ebbe eruzioni nel settembre 1837 e nel gennaio 1839.

7.° Il *Gunung Tutong* o *Görödong* o *Burkòl,* che fu in forte attività nel secolo XIX [1].

8.° e 9.° Il *Dolok Simanabum* e il *Pusuk-Bukit* sono due vulcani allo stato di solfatara, presso il grande lago di Toba (parte nord di Sumatra), nel mezzo del quale si eleva un'isola che fu già un vulcano; il Dolok-Simanabum nel 1881 lanciava ancora densi vapori (Reclus).

---

[1] Pei vulcani 6.° e 7.° vedi: A. Wichmann, *Ueber die Vulkane von Nord-Sumatra,* in *Zs. Geol. Gesell.*, 1904.

VULCANI DEL GOLFO DI BENGALA ORIENTALE. — Diversi vulcani insulari, due dei quali attivi, e un vulcano sottomarino, prolungano verso nord la serie vulcanica di Sumatra.

1.° Isola *Barren* (1), situata ad oriente delle isole Andamane, a 12° 7′ lat. N.: tutta l'isola risulta da un recinto vulcanico, aperto a nord, nel cui interno sorge un cono concentrico con cratere attivo; di solito è allo stato solfatarico; ma si trovò in attività esplosiva nel 1787, nel 1789 (forte), nel novembre 1803, nel 1852. Nel 1803 le esplosioni erano deboli ma si succedevano regolarmente a intervalli di 10 minuti (Horsburg).

L'isola *Narcondam*, situata circa 100 km. più a nord della Barren, presenta lave d'aspetto recente, ma pare estinta.

2.° L'isola Ramri presso la costa dell'Aracan, contiene un vulcano che ebbe eruzioni nel 1839 e nel febbraio 1843 (Perrey).

A sud di Ramri c'è l'isola Chedooba, pure vulcanica ma estinta.

3.° *Vulcano sottomarino* presso l'isola Ramri, che fece una forte eruzione nel luglio 1843 (pag. 267).

4.° **Africa e Oceano indiano.**

VULCANI D'AFRICA E DELLE ISOLE AFRICANE. — Pochi e sporadici sono i vulcani attivi nell'Africa continentale, se si eccettua la sua parte orientale, dove sono pure abbastanza numerose le isole vulcaniche nelle vicinanze del Madagascar e nel Mar Rosso. Una gran depressione lineare che parte dal Zanzibar, e, passando tra la Somalia e l'Abissinia, giunge fino al Mar Rosso (che ne è la continuazione), è tutta seminata di vulcani, ma, in generale, spenti. Questa gran spaccatura vulcanica dell'Africa equatoriale orientale venne messa in evidenza specialmente dalla recente spedizione del conte Teleki e illustrata dal Suess (2).

Il lago Rodolfo ed altre parti di questa depressione sono per parecchie centinaia di metri sotto il livello del mare. Que-

(1) V. BALL, *On the volcanos of the Bay of Bengal* in *The geol. Mag.*, 1879.

(2) HÖHNEL, ROSIWAL, TOULA, SUESS, *Beiträge geol. Kenntniss des Afrika*, Wien 1891 e MAYER, *Die grosse Bruchspalten und Vulkane*, in *Äquatorial Afrika*, Bremen 1893.

sta linea di vulcani comincia a sud con i giganteschi coni spenti del Kilima-ngiaro (o « monte bianco » di 5860 m.) e del Kenia (5800 m.) e termina a nord coi vulcani insulari del Mar Rosso.

Per le altre parti dell'Africa le notizie sono anche più scarse quindi non posso dare che un elenco molto incompleto dei vulcani attivi africani. Cominciamo dall'Africa nord-est.

1.° L'isola *Saddle*, nel Mar Rosso, a 15° 7′ lat. N., ebbe eruzioni nel 1824 (Fuchs) e nel 14 agosto 1846 (Perrey).

2.° L'isola Gibbel Teer (« monte del fumo ») o Dukhan vomitava fumo nel 1832 ed era in attività eruttiva nell'ottobre 1845, si trova vicina alla precedente a 15° 32′ lat. N. (Perrey).

3.° *Djebel-Dubbeh* è un vulcano che si trova non molto lontano dalla costa, nel paese dei Danakil, tra lo stretto di Bab-el-Mandeb e Massaua: una violentissima eruzione cominciò il giorno 8 maggio 1861: ad Edd, (a 13° 57′ lat. N.), sulla costa del Mar Rosso, la pioggia di cenere oscurò il sole; a Perim (stretto di Bab-el-Mandeb) si sentivano distintamente i rumori del vulcano, come cannonate; alcuni villaggi furono distrutti dal fuoco, e 106 persone perirono. L'eruzione durò 10 giorni (Perrey).

4.° Il vulcano *Dofane*, situato vicino ad Ankober (Scioa) è allo stato di solfatara [1].

5.° Il vulcano *Doenje Buru*, cioè « monte del fumo » a nord del lago Naiwascha, che emise correnti di lava durante il secolo XIX (Höhnel).

6.° e 7.° Nella stessa regione, presso 9° lat. N., secondo Fuchs, esistono due altri vulcani attivi chiamati *Sabu* e *Winzegoor*.

8.° Vulcano *Teleki* (200 m. circa): è un cono regolare che dava molto fumo nel 1887-88: è situato a sud del lago Rodolfo: le sue ultime eruzioni avvennero nel 1868-1873. Vicino al Teleki e nell'isola Höhnel, che sorge nel lago, vi sono molti altri coni vulcanici estinti di piccole dimensioni (tipo Puys). Le lave del Teleki sono basalti vetrosi (Rosiwal).

9.° Un altro vulcano attivo, chiamato *Mfumbiro* o *Kirumga*, venne scoperto recentemente più a SW. del precedente nella regione del lago Alberto Edoardo [2].

---

[1] Ragazzi, *Una visita al vulcano Dofane*, nel *Boll. Soc. Geogr. it.*, 1887.

[2] Secondo Mayer, il Mfumbiro si trova sopra una seconda spaccatura situata più ad occidente di quella del vulcano Teleki.

10.° *Zambi:* secondo Fuchs, è sempre in forte attività solfatarica e si trova nell'Africa meridionale 10° lat. S. circa.

11.° Il *Camerun* (4000 m.) è un vulcano quiescente, che si trova non lontano dal mare, nella Guinea inferiore: il Fuchs registra, almeno come dubbia, un'eruzione tra il 1820 e il 1830: in ogni modo, i suoi fianchi sono coperti di scorie e di lave d'aspetto recente.

12.° I vulcani della Guinea hanno una continuazione in mare con l'*isola Fernando-Póo;* nella quale il *Clarence-Peak,* secondo Leonard, verso il 1833, mandava fumo e materie infuocate (Landgrebe); però il sig. Mami, che nel 1862 misurò la profondità del cratere (157 m.), non vi trovò più nessun indizio d'attività [1].

VULCANI DEL MADAGASCAR E DELLE COMORE. — Una serie quasi continua di numerosi e piccoli coni vulcanici (tipo Puys) attraversa da S-E. a N-W. la parte nord del Madagascar. Sono di natura basaltica: scorie e lave hanno aspetto recente; ma non c'è nessun ricordo di eruzioni [2].

Presentano, invece, due vulcani attivi le isole Comore, nel canale di Mozambico, tra l'Africa e il Madagascar. Il principale, chiamato *Ngazia* o *Kartala,* nell'isola Comoro, ebbe frequenti eruzioni, spesso effusive: tra le quali ricorderò quelle avvenute nel 1830, nel giugno 1855, nel 1858, nel 1865 e nel febbraio 1904. Quest'ultima molto forte e con lave copiose *(Nature).*

Un secondo vulcano attivo pare che esista nella piccola isola Pamanzi, a S-E. del precedente.

ERUZIONI DELLA RIUNIONE [3]. — L'isola della Riunione (già *Borbone* o Mascareigne) è tutta formata di rocce eruttive, e presenta sulla sua parte sud orientale un vulcano basaltico molto attivo chiamato *Piton de la Fournaise* (2515 m.), alla cui cima si apre il cratere Dolomieu, da me già descritto (pag. 58). Più ad occidente si alza un altro cono affatto simile (cratere

---

(1) *Peterm. Geogr. Mitt.*, 1865, p. 23.

(2) A Nossi-bé, isola vicina al Madagascar, vi sono crateri-laghi notevoli per l'estrema regolarità della loro forma circolare (Vélain).

(3) BORY DE ST. VINCENT, *Voyage dans les quatres principales îles des mers d'Afrique*, t. 3 con atl., Paris, 1804. — CH. VÉLAIN, *Rech. géol. faites à Aden, à la Réunion, aux îles St. Paul et Amsterdam*, Paris, 1875.

Bory), più elevato (2625 m.), e che da molto tempo è in riposo. Un gran recinto (*enclos du vulcan*) circonda da ogni parte questi coni gemelli, meno a levante, dove un piano inclinato, chiamato « Grand Brulé » discende dall'orlo del cratere Dolomieu fino al mare. È una vera ripetizione, più in grande della *Sciarra del fuoco* dello Stromboli (pag. 68).

Spesso le lave, che sono fluidissime e molto vetrose, traboccano dal cratere terminale, e precipitano sul Grand Brulé, ovvero dalla parte opposta nell'Atrio circolare che separa il vulcano dal Recinto. Altre volte, ma meno frequentemente, le lave escono da bocche laterali. In ogni modo, non passa anno senza che avvengano importanti efflussi terminali o laterali; ossia il vulcano della Riunione è in uno stato di cronica attività effusiva molto superiore a quella del Vesuvio. La storia di queste eruzioni sarebbe di grande interesse per la vulcanologia, ma ci è nota solo molto incompletamente. Accennerò ai fatti più importanti.

Nel 1766 eruzione laterale del cratere Bory, nella quale si formò il famoso « mamelon central » (fig. 17).

Nel 1774, nel 1785 e nel 1787 in giugno altre eruzioni forti. L'efflusso lavico del 1787 continuò fino al 1802 con forte incremento nel 1800.

Nel 1791 giugno-luglio: grande eruzione esplosiva ed effusiva, la quale finisce con uno sprofondamento, che dà luogo alla formazione del cratere Dolomieu (spostamento dell'asse eruttivo verso est).

Nel secolo XIX vi furono eruzioni effusive forti, nelle quali la lava arrivò fino al mare, negli anni: 1800, 1802, 1812, 1830, 1832, 1844, 1850, 1858, 1863, 1864 [1]. Nell'eruzione 1812 la lava *in un istante* coprì 2350 ettare del Gran Brulé (Vélain), nel 1858 l'efflusso lavico (che durò oltre due mesi) fu accompagnato da forti esplosioni (stromboliane).

Altri efflussi lavici di minore importanza avvennero nel 1813, nel 1848, nel 1865, nel 1874, ecc.

Si ricorda una sola eruzione esplosiva molto violenta (19-20 marzo 1860) con forti boati e non accompagnata da efflusso

---

[1] Tra il 1785 e il 1804, ci furono almeno *due* efflussi lavici ogni anno, e *otto* volte la lava giunse fino al mare (Bory de St. Vincent). — Von Hoff registra per la Riunione eruzioni avvenute nel 1708, nel 1751, nel 1776 e il 27 febbr. 1821.

lavico. Però sono frequenti le esplosioni di materiale molto luminoso, il cui riflesso è visibile fino a St. Denis, cioè a 45 km. di distanza: questo si verificò, per esempio, nel febbraio 1865 e nel maggio 1859 (Perrey).

In conclusione, le eruzioni *normali* della Riunione avvengono con la massima tranquillità, senza terremoti e senza boati, e rappresentano un dinamismo intermedio tra quello del Kilauea e quello del Vesuvio.

Altre isole vulcaniche dell'Oceano Indiano. — Un gran numero di isole vulcaniche, la cui attività pare completamente estinta, sono distribuite senz'ordine apparente nell'oceano Indiano tra l'equatore e il mare antartico. Le principali sono: le *Seicelle* a N-E. del Madagascar; le isole *Maurizio* ad est dalla Riunione; le isole *St. Paul* e *Amsterdam* vicine tra loro, a 38°-39° lat. S., in mezzo all'oceano; le isole *Crozet* e *Pr. Eduard,*, tra 46° e 47° lat. S. e più vicine delle precedenti al Capo di B. S.; l'isola *Kerguelen*, a 49° lat. S.; infine le isole *Bridgeman* e de la *Déception* tra 62° e 63° lat. sud.

In tutte queste isole le eruzioni finirono con prodotti basaltici. Però alcune presentarono prima una fase acida. Per esempio, all'isola St. Paul, secondo Vélain, le prime eruzioni sottomarine furono esplosive, molto violente, perchè il magma era acido (riolitico); poi quando il vulcano diventò subaereo, cominciarono i grandi trabocchi tranquilli di basalti (fase hawaiana).

Perciò mancano in queste isole i fenomeni solfatarici tanto caratteristici dei vulcani trachitici e andesitici.

5.° Vulcani insulari del Grande Oceano.

A) *Nord-Pacifico.*

Vulcani delle isole Mariane. — Le isole Mariane, situate a sud del Giappone tra 10°-20° lat. N. a 140°-150° long. E., contengono parecchi vulcani spenti o attivi.

1.° Nell'isola *Asunción*, che è la più settentrionale (19°-45′ lat. N.), ci sono lave d'aspetto assai recente, ed emanazioni di gas solforosi, il cui odore si sente in mare fino a 1/2 miglio di distanza (De Buch). Lapeyrouse, nel 1786, vide mandar fumo un vulcano di quest'isola (Landgrebe).

2.° Nell'isola *Pahon* (18°.45' lat. N.), ci sono due vulcani, uno dei quali ha un cratere attivo e con ricchi depositi di solfo.

3.° L'isola *Guguan* contiene un vulcano, che attualmente manda solo fumo (Landgrebe).

Questi vulcani si possono considerare come una continuazione meridionale della gran catena vulcanica giapponese; poichè le isole Bonin e altre isole esistenti tra queste e le Mariane contengono pure vulcani spenti.

VULCANI DELLE ISOLE HAWAII O SANDWICH [1]. — Le isole Sandwich formano un tipico esempio di una *serie lineare* di vulcani; poichè esse si succedono regolarmente da W-N-W. a E-S-E., e nella stessa direzione si è trasportata nel tempo l'attività vulcanica; infatti i quattro vulcani attivi o quiescenti si trovano tutti nelle due isole più orientali, che sono Maui e Hawaii, alle quali fanno seguito, procedendo verso ovest, le isole Molokai, Oahu (dov'è Honolulu, capitale dell'Arcipelago), Kauai, Niihau e altre minori, tutte formate di rocce eruttive, ma prive di vulcani attivi.

Le isole Sandwich sono situate tra 19° e 22° lat. N. e 155°-160° long. W. Gr.; quindi press'a poco alla stessa latitudine delle Mariane, ma in mezzo al Grande Oceano, assai più lontane dai continenti. Due abissi oceanici circondano immediatamente le isole Sandwich uno a nord di 5500 m. di profondità, l'altro a sud di 3600 m.

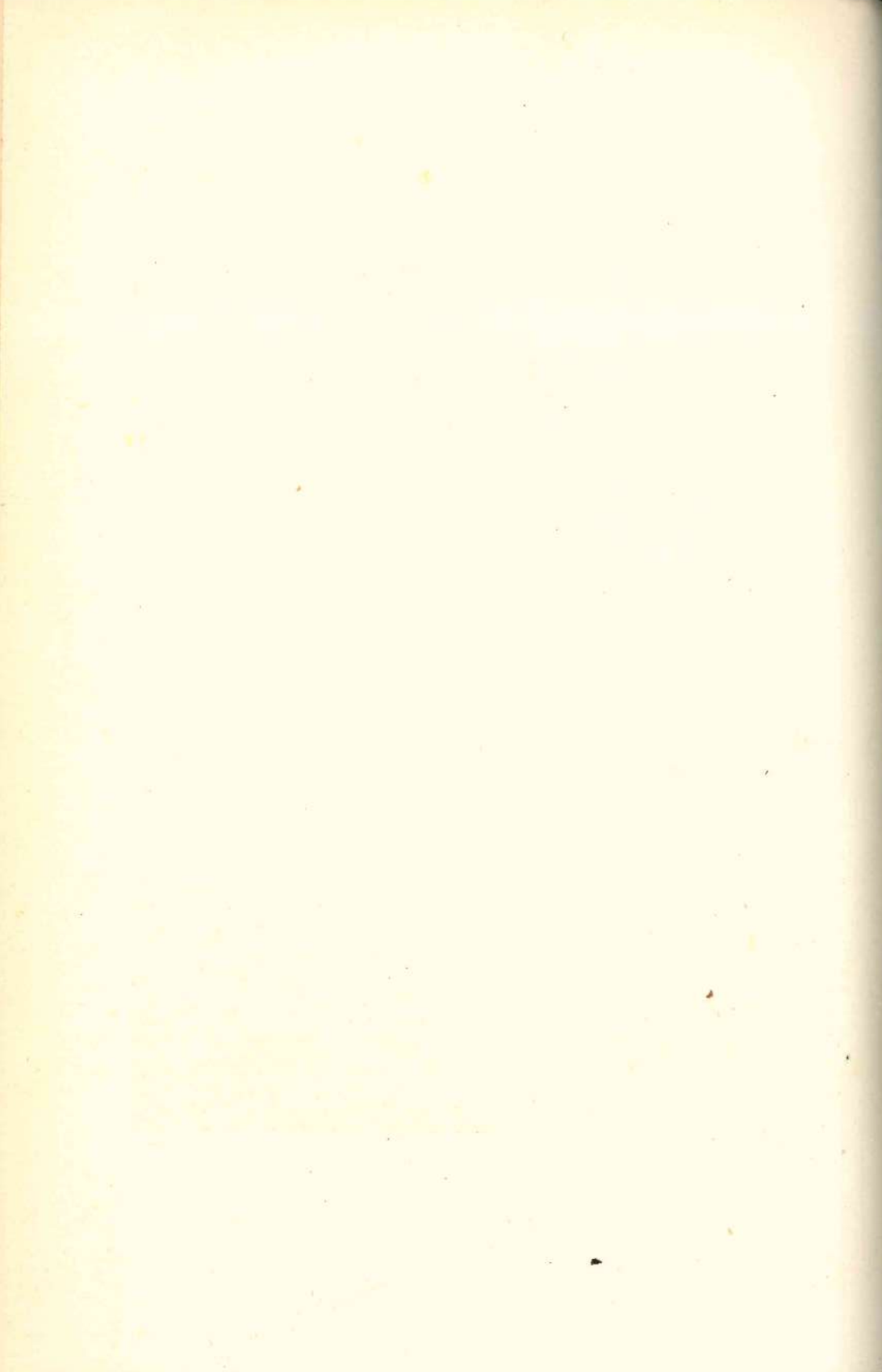
Già ho parlato del carattere effusivo-tranquillo dei vulcani hawaiani in rapporto colla natura basaltica delle loro lave molto fusibili (pag. 159). La tav. XXV mostra il profilo caratteristico delle grandi cupole schiacciatissime dell'isola Hawaii.

I vulcani hawaiani che diedero eruzioni in tempi storici sono quattro, cioè: Haleakala, Hualalai, M. Loa e Kilauea.

1.° *Haleakala:* è una montagna di 3060 m. d'altezza, che forma la parte orientale dell'isola Maui; presenta un vasto cratere di sprofondamento di 762 m. di profondità massima e di

---

[1] Nella *bibliografia* ho già indicate le opere principali di Dana, di Brigham, di Dutton e di Green sui vulcani delle isole Sandwich. — Numerose note sui vulcani hawaiani ha pubblicato, nell'*Amer. Jour. of Sc.*, Tito Coan « the chronicler of the Hawaiian volcanoes » come lo chiama il Dana. — Lavori più recenti sono: MARCUSE, *Die Hawaii-Inseln*, Berlin, 1894. — B. FRIEDLAENDER, *Der Vulkan Kilauea auf Hawaii*, in Urania. Berlin, 1896; id. *Mauna Loa und Kilauea* in april 1896, Himmel u. Erde, 1896.

Tav. XXV. — Il Mauna Kea, veduto da Hilo (is. Hawaii) (pag. 54 e 328).

37 km. di circuito: sul suo fondo si alzano 16 conetti interclusi aventi 100 e più metri di altezza, alcuni formati da lava, ma il numero maggiore da ceneri e detriti. Secondo una locale tradizione un'ultima eruzione lavica laterale sarebbe avvenuta circa 150 anni fa. In ogni modo, l'ultimo fenomeno è stata la formazione dei conetti interni di tufo.

L'isola di Hawaii è costituita da cinque grandi coni di lava basaltica della cui forma ho già fatto cenno (pag. 54, fig. 15). Il *Kohala* (1068 m.) e il *Mauna Kea* (4253 m., punto più alto dell'isola), che sorgono nella parte nord, sono estinti, gli altri tre sono attivi.

2.° L'*Hualalai* (2522 m.), situato nella parte centrale ed occidentale dell'isola, ebbe un'ultima eruzione nel 1801, ed ora è quiescente. Come si vede nella fig. 15, eseguita su due fotografie, il profilo dell'Hualalai presenta un pendìo più sensibile di quello del Mauna Loa specialmente presso la cima.

3.° *Mauna-Loa*, non ostante la sua grande altezza (4194 metri), veduto a distanza, sembra una semplice intumescenza, a motivo del suo pendìo dolcissimo e regolarissimo. Nel sec. XIX il Mauna-Loa fu, senza paragone, il vulcano più attivo del globo, e la sua attività si estrinsecò con fontane di lava e getti di scorie incandescenti al cratere terminale detto Makuaweoweo (pag. 63, tav. XXIV) (1) e con grandi efflussi lavici laterali (tipo vesuviano). La storia di questo vulcano si è bene conosciuta solamente dopo il 1830 e si può così riassumere:

1832 giugno: luce splendida al cratere e trabocco di lava dalla cima.

1843 gennaio-febbraio: al cratere, prima nubi vulcaniche, poi luce splendida, poi efflusso laterale, a 3350 m. sul l. d. m.; lava di 24 km.

1849 maggio: per 2-3 settimane luce brillante alla cima.

1851 agosto 8: per 3 o 4 giorni luce splendida al cratere ed efflusso laterale a 3934 m.: lava di 16 km.

1852 febbraio 15: per 24 giorni luce brillante alla cima; il 17 comincia efflusso laterale, a 3050 m. circa di altezza; dura 20 giorni, lava di 32 km.: volume della lava circa 300 milioni

(1) Tuttavia qualche volta avviene che il Mokuaweoweo mandi *gran volumi di vapori* senza projezioni luminose; questo si verificò, per esempio, al principio dell'eruzione del 1843, e, per lungo tempo, tra il novembre 1887 e il febbraio 1888 (Dana).

di m³. Alle bocche d'efflusso, si videro getti o fontane di lava di 100 a 200 m. di altezza.

1855 agosto 11: comincia grande eruzione che dura 15 mesi: al principio, luce splendida alla cima, poi efflusso a 3660 m.; lava di 42 km.

1859 gennaio 23: precede luce brillante alla cima; poi segue efflusso lavico a 3200 m. di altezza; la lava percorre 53 km. in 8 giorni: la spaccatura aveva quasi 6 km. e $^1/_2$ di lunghezza, e sopra di essa si formarono parecchi coni di scorie.

1865-66: il 30 dicembre 1865 comincia parossismo stromboliano alla cima e dura fino al maggio 1866.

1868 marzo 37-30: parossismo stromboliano al cratere e violenti terremoti [1] sul fianco sud del monte, dove si apre il suolo, e, verso il 7 aprile, sgorga la lava, a 900 m. sul l. d. m.; la lava giunge fino al mare, ma l'efflusso cessa subito dopo 5 giorni.

1872 agosto-settembre: parossismo stromboliano; fontane di lava alte 500 p. e grandi projezioni di scorie alte 2000 p. (« lofty pillar of light » Coan).

1873 gennaio 6 e 7 e 1873 aprile 20 fino all'ottobre 1874: luce brillante alla cima.

1875 gennaio e agosto: esplosioni al cratere e trabocco di lava; e 1876 febbraio altre esplosioni luminose al cratere.

1877 febbraio 14: per pochi giorni violentissime esplosioni luminose al cratere con trabocco di lava; dopo le quali appare una spaccatura radiale sul fianco ovest del monte; poi (verso il 24 febbraio) avviene un'eruzione sottomarina nella stessa direzione, a 1 miglio dalla costa.

1880 maggio: breve parossismo stromboliano: nel giorno 1 fontane di lava alte 900 p., nel 3 e 4 piovono i « Péle's hairs » fino a Hilo.

1880 novembre 5: per pochi giorni luce splendida delle esplosioni alla cima, poi grande efflusso lavico che dura per 9 mesi: bocche laterali con grandi coni avventizi di scorie [2] a 3385 m. sul l. d. m.; la lava arriva fino al mare percorrendo più di 48 km.

---

[1] Le scosse cominciarono il 27 marzo e furono numerosissime; poichè se ne contarono più di 2000; la più forte, nel 2 aprile, fu rovinosa specialmente nel distretto di Kau (versante sud del Mauna Loa).

[2] Il principale di questi coni di scorie venne chiamato « Piccolo Vesuvio ».

1887 gennaio 16: per poche ore luce splendida al cratere, e subito dopo si apre una bocca d'efflusso effimera, verso sud a 3500 m. di altezza; intanto continuano forti terremoti locali cominciati nel dicembre; due giorni dopo (mattina 18 gennaio) cessano i terremoti e si apre la bocca principale d'efflusso dalla stessa parte, ma a 1982 m. di altezza; sgorga per 10 giorni copiosa lava (fig. 56, pag. 172), che va fino al mare, nel quale avanza per alcune centinaia di metri, estendendo la costa.

Riepilogando, il Mauna-Loa, in circa 45 anni, ebbe 8 grandi eruzioni laviche (1843, 1851, 1852, 1855, 1859, 1868, 1880 e 1887) [1], ad intervalli che variarono da 6 mesi a 12 anni. Le due eruzioni più basse (1868 e 1887) furono caratterizzate da violenti terremoti precursori e da alte « fontane di lava » alle bocche d'efflusso.

Durante gli intervalli tra le grandi eruzioni, spesso nel Mokuaweoweo esiste il *lago di lava*, come hanno visto recentemente il Green e Miss Bird nel 1873, e B. Friedlaender nel 1896; però si verificano anche brevi periodi di riposo perfetto, specialmente poco dopo le più forti scariche laterali di magma. Per esempio, il lago di lava non esisteva e il cratere era in quiete perfetta nell'agosto 1864, nel dicembre 1869 (Hervex e Hans Berug, in Perrey), nel 1882 (Dutton), nel 1885 (Baker) ecc.

4.° Il *Kilauea* (1230 m.) occupa tutta la parte S-E. dell'isola, interrompendo il fianco orientale del Loa. Già ho descritto (pag. 63) il suo vastissimo cratere, formato da due bacini, di sprofondamento inclusi uno nell'altro. Esso, da tempo immemorabile, è in *attività permanente*. Sul fondo del suo cratere secondario (più profondo e più interno) è sempre visibile un « lago di lava » (Halemaumau), il quale evidentemente è l'estremità superiore della colonna lavica che riempie il condotto centrale. Nei periodi di calma relativa la lava si copre di una crosta superficiale; ma questa sempre presenta una rete di fratture e interruzioni, attraverso le quali appare il magma fluido [2], e

[1] In questi giorni (principio di gennaio 1907) i giornali di Londra annunciano una importante eruzione lavica laterale al Mauna Loa, preceduta da fortissime esplosioni stromboliane al cratere terminale.

[2] Lo spettacolo di questa reticulazione luminosa o « reticulazione di lampi » come la chiama il Dana, è stupendo nelle ore notturne. Il dott. B. Friedlaender (nel 1893), stando di notte sull'orlo del cratere secondario, leggeva comodamente le parole di un giornale, ed osservò che la parete interna del cratere secondario (distante qualche centinaia di metri dal « lago di lava » appariva decisamente rossa per luce riflessa.

avvengono a brevi intervalli piccole esplosioni di scorie e getti di lava « Fontane di lava » ([1]). Gli spruzzi di lava projettati formano piccoli conetti, in generale di pochi metri d'altezza, chiamati da Dana « driblet-cones » o coni-gocce; nel 1864 se ne formò uno più grande degli altri, con tre punte, chiamato « la cattedrale ». Verso il 1886-87, al posto dell'antico lago di lava, si era formato un cono di scorie di qualche centinaio di metri di altezza, e allora il « lago nuovo » si spostò ad oriente del detto cono intercluso, il quale verso il 1890 era in via di distruzione.

Quando l'attività del Kilauea aumenta, i conetti e la crosta del lago di lava vengono rifusi e scompaiono come riassorbiti dal magma ([2]).

Sono pure frequenti al Kilauea i trabocchi di lava intercraterici, come già accennai nel cap. III (vedi: fig. 52).

Le maggiori eruzioni del Kilauea avvennero nelle seguenti date:

1789: è la sola eruzione esplosiva violentissima avvenuta nei tempi moderni al Kilauea.

1823 in primavera e 1832 in gennaio, due grandi eruzioni laviche seguite da notevole abbassamento del fondo craterico.

1840: verso la fine di maggio, grande attività al cratere che appare come un gran lago pieno di magma, il 30 maggio si aprono sul fianco orientale del monte bocche d'efflusso effimere in posizione elevata (930 m.) poi altre poco più in basso, infine nel 1° giugno avviene l'efflusso principale alle falde inferiori del monte, a 360 m. di altezza, e una grande colata di lava va fino al mare (nel 3 giugno). Alla parte bassa della spaccatura si formano piccoli coni avventizî di scorie, come nelle eruzioni etnee. Dopo l'eruzione, il fondo craterico e il lago di lava si abbassano di 120 metri.

1868: precedettero circa 2000 scosse di terremoto in soli sette giorni, poi, nel 2 aprile (poco prima della scossa più forte) la lava si alza verticalmente nel cratere del Kilauea, e trabocca ricoprendo quella del 1832. Intanto grandi spaccature si aprono

---

([1]) Secondo il dott. Friedlaender, le fontane di lava sono più numerose quando il livello del « lago di lava » è in via di abbassamento; invece esse sono poche, quando la lava sale e si riversa dagli orli del lago.

([2]) Nel giugno 1857, sebbene il Kilauea fosse in quiete, pure la superficie del lago di lava appariva *ogni tre minuti* circa alternatamente rigida e completamente fusa (Dana).

nella parte bassa del monte, a sud-ovest del Kilauea (regione Kapapala) e si prolungano fino al mare. Da queste aperture uscì poca lava (Dana), e, secondo Green, anche correnti di fango. Nei tre giorni seguenti la lava si abbassa e scompare quasi del tutto nel cratere del Kilauea, e ciò prima che avvenisse l'eruzione del 7 aprile al Loa (pag. 330); bisogna quindi supporre che sia avvenuta una scarica di lava sottomarina dal fianco del Kilauea (nel 3-5 aprile) [1].

Altre eruzioni di minore importanza avvennero al Kilauea nel 1849, nel 1855, nel 1879, nel 1886 e nel 1891; e non solo a queste date, ma anche in altri anni (per es. nel 1865 e nel 1872) avvennero trabocchi importanti intercraterici. Per esempio, nel 1893 il Dr. B. Friedlaender osservò diverse colate in movimento che provenivano dal « lago di lava » e si stendevano sul fondo del cratere secondario. Egli vide varie volte due o tre piccole cascate di lava traboccanti contemporaneamente da diversi punti dell'orlo del « lago di lava ».

L'attività esplosiva (stromboliana) del Kilauea fu molto accentuata nel 1849, nel 1855, nel 1863 in estate, nel 1865 dopo il maggio, nel 1878 in settembre e novembre. Invece nel 1879, nel 1886 e nel 1891 la lava dell' Halemaumau si abbassò di 100-200 m., quasi scomparendo, e poi di nuovo a poco a poco s'innalzò all'altezza primitiva e pure maggiore, ma tranquillamente senza fenomeni esplosivi d'importanza eccettuato le abituali fontane di lava.

Dal 1893 alla fine del 1904 il Kilauea stette relativamente tranquillo; ma nel febbraio-marzo 1905 si rimise in attività, innalzando ed estendo il suo « lago di lava » (*Nature,* t. 71).

Dalle cose dette, anzitutto si deduce che l'azione esplosiva ed effusiva del Kilauea è molto inferiore a quella del Loa, ma molto più continua. In secondo luogo si vede che il meccanismo delle eruzioni dei due vulcani presenta grandi analogie; e ciò è naturale, se si riflette che i loro prodotti sono molto simili (basalti molto fusibili), e pure simili i rispettivi condotti centrali (per dimensioni, condizioni endogene ed esogene ecc.). L'altezza maggiore del Loa spiega, perchè i suoi fianchi sono più frequentemente squarciati da eruzioni laterali (pag. 163).

---

[1] Secondo il Green (*Op. cit.*, p. 320), un efflusso lavico sottomarino di breve durata avvenne pure nel 22 gennaio 1884, quando presso il Capo Est, a 15 o 20 miglia dal cratere del Kilauea, l'acqua venne lanciata in alto per parecchie centinaja di piedi.

Molti considerano il Kilauea come un semplice cratere laterale del Mauna Loa. Il Fuchs e il Dana si mostrano favorevoli a questa supposizione. Ma il Brigham, il Dutton e il Green ritengono che il Loa e il Kilauea siano due vulcani separati, ed io sono pienamente della loro opinione; poichè la storia di questi vulcani non autorizza per nulla ad ammettere una libera comunicazione tra i loro condotti centrali. Infatti, se tale comunicazione esistesse, quando la colonna lavica si alza fino alla cima del Loa, nell'Halemaumau dovrebbe verificarsi un eccesso di pressione idrostatica veramente enorme; perchè equivalente al peso di una colonna lavica di circa 2900 m. di altezza, e perciò i parossismi terminali del Loa dovrebbero sempre essere accompagnati o seguiti da grandi fontane di lava e da trabocchi di magma al Kilauea. Il che non si è per nulla verificato in nessuna delle grandi eruzioni del Mauna Loa. Solo nel 1832 e nel 1868 i due vulcani mostrarono una certa simpatia nella loro azione; ma anche allora la colonna lavica si abbasò nel Kilauea prima che il grande efflusso lavico laterale avvenisse al Loa. Concludiamo, adunque, che attualmente sono due vulcani indipendenti, quantunque si debbano con tutta probabilità considerare come emanazioni di uno stesso profondo bacino magmatico, ora diviso in due parti da fenomeni posteriori alla sua prima formazione. Forse la grande eruzione esplosiva avvenuta al Kilauea nel 1789 segna la data dell'ultimo di questi fenomeni endogeni, che individualizzarono il condotto centrale di questo vulcano.

B) *Sud Pacifico.*

Il gran cerchio di fuoco del Pacifico è chiuso a sud da un gruppo di vulcani che sorgono specialmente nelle isole di Salomone, di S. Cruz, delle N. Ebridi, di Samoa, della Tonga, della Nuova Zelanda.

VULCANI DELLA MELANESIA (TRA LA NUOVA GUINEA E LE NUOVE EBRIDI). — Sono i seguenti:

1.° In un'isola presso l'*isola Rook*, nello stretto di Dampier (tra la Nuova Guinea e la Nuova Pomerania) c'è un vulcano che verso il 1850 era in piena attività (Perrey). Secondo il Fuchs, due altri vulcani insulari esistono nello stesso mare.

2.° Vicino alla Nuova Guinea, ma più a sud dei precedenti (a 9°.48′ lat. S. e 140°.19′ long. E. Parigi) nell'*isola del Capo* (?) avvenne un'eruzione nel 1793.

3.° Nell'isola Guadalcanar (isole Salomoni) esiste un vulcano detto *Sesarga* o *Lammat* che fu visto mandar fumo nel 1567. Fuchs dice che nel gruppo delle Salomoni esiste un altro vulcano chiamato *Semoya*.

4.° e 5.° Nell'arcipelago di *S. Cruz* c'è un vulcano a 10°.23′ lat. S. e 155°.45′ long. E. Gr., che era in attività nel 1595, nel 1767 e verso il 1797 (Landgrebe): un altro vulcano chiamato *Tinakoro* ebbe una violenta eruzione nel marzo 1869 (Fuchs e « Nature »).

6.° Nell'isola di *Tanna* (Nuove Ebridi) esiste un piccolo vulcano (142 m.?) molto attivo: nell'agosto 1774 era in violenta eruzione esplosiva [1]: le esplosioni che si succedevano ogni 4-5 minuti, accompagnate da forti boati, erano miste cioè lanciavano scorie e grandi massi incandescenti, insieme a cenere e arena molto copiosa (pag. 135). Nel giugno 1850 si trovava in fase esplosiva forte, e l'incandescenza di getti era molto viva. Nel dicembre 1851, nell'agosto 1863 e nel 1864 presentò pure violente esplosioni (Perrey). Infine un'eruzione, accompagnata da forti terremoti, avvenne recentemente nel luglio 1905 (Montessus de Ballore).

7.° *Lopevi* (isole N. Ebridi) contiene un vulcano attivo che era in eruzione nel 1863 e nel 1864 [2].

8.° Il vulcano di *Ambrym* era in forte attività esplosiva nel 1863 e 1864. Si trova nelle N. Ebridi circa 3° di lat. più a nord del Tanna.

9.° C'è pure un vulcano attivo (nel 1863) nella più grande delle *isole di Banks* (parte nord delle N. Ebridi).

Vulcani della Polinesia. — Molte isole del gruppo delle Viti (o Figi), delle Marchesi, delle isole della Società, delle isole della Pasqua ecc. contengono vulcani spenti: vulcani attivi esistono solamente negli arcipelaghi di Samoa e della Tonga.

1.° Vulcano *Mua* vicino al Mauga Afi: è situato nell'isola Savaii, che è la più grande e più occidentale del gruppo

[1] Cook et Forster, *Description du vulcan de Tanna* in *Journal de Rozier*, 1779. — Cook, *Viaggio intorno al mondo*, ediz. it. Venezia, t. III, pag. 153-168.

[2] Atkin, *Quart. Jour. Geol. Soc.*, N. 95.

di Samoa o dei Navigatori: ebbe una forte eruzione esplosiva nel 30 e 31 ottobre 1902 [1]; precedettero scosse di terremoto, poi l'eruzione cominciò con colonne di fumo nero, a cui seguirono getti di materia incandescente e l'emissione di poca lava in colata e neppure bene accertata; perchè aveva l'aspetto di una corrente di blocchi. I crateri attivi erano due molto vicini tra loro, e si notò che alternavano la loro azione.

2° *Matavanu:* così si chiama un altro vulcano situato pure nell'isola Savaii, circa 20 km. a oriente del Mauga Afi. Presso il Matavanu avvenne recentemente un'eruzione molto prolungata. Precedettero molte scosse di terremoto: poi la sera del 4 agosto 1905, si aprì il suolo e si formarono tre crateri d'esplosione vicini tra loro e disposti ai tre vertici di un triangolo. In pochi giorni sorsero tre «conetti di projezione»; poi il giorno 9 agosto cominciò a sgorgare la lava in corrente alla loro base. L'efflusso continuò, con incrementi e decrementi, per più di un anno ossia fino al settembre 1906. Verso la fine del gennaio 1906, la lava arrivò al mare (che distava dalle bocche circa 15 km.), e in esso si inoltrò per parecchi chilometri. Mentre durava l'efflusso lavico, continuarono le esplosioni, le quali di preferenza avevano carattere schiettamente stromboliano. Tra il vulcano e il mare, si formò un gran lago di lava, dove avvenivano projezioni di scorie molto luminose, tali da rassomigliare alle «fontane di lava» del Kilauea. Il magma di queste eruzioni di Savaii del 1902 e del 1905-06 è un basalto ricco di olivina (Sapper).

Questi tre vulcani — il Mauga Afi [2], il Mua e il Matavanu — si aprirono in diversi punti dell'isola e a me non pare che si possano considerare come bocche laterali d'un vulcano centrale; invece ritengo che si debbano ritenere come vulcani del tipo Puy, indipendenti tra loro.

3.° Vulcano sottomarino esistente sulla parte orientale delle isole Samoa: dove nel settembre 1867, dopo sette giorni

(1) Franz Reinecke, *Savaii-Nackrichten über den vulkanischen Ausbruch vom 31 october 1902*, in *Peterm. Mitt.*, 1903, dice che Savaii è, come tutte le altre isole Samoa, di origine vulcanica. Esse sono prevalentemente formate da rocce e tufi basaltici.

(2) Il Mauga Afi, circa 200 anni fa, ebbe un'eruzione simile a quella del 1905-06, per la copia di magma traboccato, che andò anche allora fino al mare. Vedi: K. Sapper, *Der Matavanu-Ausbruch auf Savaii 1905-06*, in *Zs. d. Gesellsch für Erdkurde*, *1906* e F. Reinecke, *Der neue vulk. Ausbruch auf Savaii*, in *Peters. Geogr. Mitt.*, 1905, XI.

di forti terremoti, cominciò un'eruzione sottomarina, che continuò fino alla metà di novembre (Perrey).

4.° Uno dei vulcani più interessanti della Polinesia è quello dell'isola *Niuafoou* (isole Tonga o degli Amici), di cui ho già descritto il lago-cratere (pag. 79). È un vulcano basaltico del tipo orografico hawaiano; ma che pare si avvicini alla decrepitezza; poichè presenta eruzioni a intermittenze piuttosto lunghe e talune solo detritiche [1]. Le ultime sono le seguenti: nel dicembre 1853 eruzione forte di lava che distrusse un villaggio (Perrey): nell'aprile 1867 un'eruzione che recò danni minori, nella quale effluì una lava molto porosa e vetrosa del tipo pahoehoe, formata da un basalto con 52,83 % di silice: infine nell'agosto-settembre 1886 un'eruzione esplosiva molto violenta preceduta e accompagnata da terremoti: l'eruzione avvenne nell'interno del lago (cratere centrale) [2], e formò alcuni coni detritici che costituiscono la penisola che ora sporge nella parte orientale del lago (Tav. IX): l'eruzione durò 18 giorni e recò grandi danni, poichè la cenere, le pietre e l'acqua fangosa eruttata ricoprì i $^2/_3$ dell'isola: forti rumori, come tuoni e lampi, accompagnavano i pini vulcanici: fortunatamente i projetti incandescenti ricadevano quasi verticalmente nel cratere, e perciò non ci furono vittime umane.

5.° Nell'isola *Amargura* (Tonga nord) c'è un vulcano, che nell'ottobre 1846 era attivo, lanciando pietre, che di notte apparivano incandescenti (Perrey) [3]. Il Dr. B. Friedlaender, nel 1897, vide dal mare questo vulcano e afferma che mandava molto fumo.

6.° Nell'arcipelago di Tonga esistono diversi vulcani sottomarini: il più importante si trova a 20°.19′ lat. S. e 175°.21′30″ long. W. Gr.: in questa località, dove già esisteva un basso fondo (probabilmente residuo di un antico edificio vulcanico), nell'ottobre 1885 avvenne una violentissima eruzione; i cui boati si sentivano come cannonate fino a 325 km. di distanza, e in pochi

(1) A. Wichmann, *Ueber einige Laven der Insel Niuafou*, in *Journ. Museum Godeffroy*, 1878. — T. G. Bonney, *Volcanic eruption in Niua-fu, friendly islands*, in *Nature*, an. 1886-87. — *Nautical Mag.*, agosto 1868.

(2) La posizione delle bocche d'efflusso del 1853 e del 1867 non è nota; ma si sa che erano aperture laterali nel fianco esterno del recinto, probabilmente a SSW; poichè quivi il dott. B. Friedlaender, che visitò l'isola nel 1897, trovò vasti campi di lave fresche e conetti di scorie di recente formazione.

(3) *Note sur les trembl. de terre en 1858*, p. 6.

giorni si formò un'isola di 75 m. di altezza e 3700 m. di larghezza. La parte emergente era formata interamente da materiale piroclastico, e perciò venne presto demolita dal mare, e nel 1892 la sua altezza era già ridotta a soli 8 m. Questo nuovo vulcano venne chiamato isola *Falcon* o *Falken* ([1]).

7.° Un altro vulcano sottomarino esiste a nord dell'isola *Vavau* (Tonga), dove, dopo tre giorni di forti terremoti, nel luglio 1847, si alzarono dal mare alte colonne di fumo con cenere e materie incandescenti (Perrey).

8.° e 9.° Pare che altri vulcani sottomarini esistano presso le isole della Tonga. Infatti, secondo il Perrey, nell'agosto 1851 fu visto uscire fumo dal mare tra le isole Roa e Lette, e il Rudolph dice che, pochi anni prima del 1894, un'eruzione sottomarina avvenne presso l'isola Metis situata 135 km. a N-N-E. della nuova isola Falcon.

VULCANI DELLE GALAPAGOS. — Queste isole, situate sull'equatore, a circa 1000 km. dalla costa della Repubblica dell'Ecuador, cui appartengono politicamente, sono tutte vulcaniche, e presentano un gran numero di coni e crateri ben riconoscibili, e molte lave d'aspetto recente.

I vulcani, che diedero eruzioni nei tempi moderni, sono solamente due:

1.° All'estremità nord dell'isola *Albemarle* esiste un vulcano, che C. Darwin vide emettere colonne di fumo, e che nel 1844 ebbe una forte eruzione. Nel 1846 era in perfetta calma (Perrey).

2.° Nell'isola *Narborough* esiste pure un vulcano, che nell'agosto 1814 era in piena attività eruttiva (Landgrebe).

VULCANI DELLA N. ZELANDA. — La N. Zelanda è divisa in due parti press'a poco uguali dallo stretto di Cook. Nell'isola di Sud ci sono vulcani spenti (doleritici e basaltici) e già in gran parte demoliti dagli agenti esogeni: nell'isola di Nord la vulcanicità presente e passata è molto più sviluppata e assai

---

(1) Vedi RUDOLPH, *Bericht über die vulc. ereign. während des j. 1894*, p. 461, dove sono indicate e transuntate le numerose note pubblicate sulla formazione di questa isola. — Verso il gennaio 1901, l'isola Falcon è emersa di bel nuovo dal mare e il suo contorno era simile al dorso gigantesco d'una balena (*The geograph. journal*, genn. 1901).

interessante, perchè ci offre il più classico esempio di *vulcani-Puys* basaltici (pag. 73), di *vulcani-spaccatura* esplosivi (Tarawera pag. 35), di vulcani trachitici o andesitici a condotto centrale nel m. Egmont (spento) e nel gruppo del Tongariro (tipo esplosivo vulcaniano e ultravulcaniano). Infine la N. Zelanda è la regione dove meglio si può studiare l'intimo legame e il passaggio graduato tra i fenomeni idrotermali geyseriani e quelli dei veri vulcani.

L'Hochstetter giustamente osservava che i vulcani e i geyser attivi neozelandesi sono distribuiti sopra una zona lineare (detta « Zona del Taupo »), che attraversa tutta l'isola diagonalmente in direzione SW-NE, e che ha una lunghezza di circa 300 chilometri. Questa zona comincia a SW col Ruapehu, continua col Ngauruhoe, col Tongariro, col Tarawera, e finisce a NE, nella baja di Plenty, coll'isola White.

L'Hochstetter sbagliava ritenendo il Ruapehu e il Tarawera estinti, come pure errava, asserendo che il Ngauruhoe fosse il cono centrale del Tongariro. Basta guardare la carta topografica, che qui riproduco (fig. 77) per rilevare che il Ngauruhoe è affatto esterno all'edificio del Tongariro. Questo, secondo il D^{r}. Friedlaender, ha la forma di uno smisurato ferro di cavallo, il cui asse o cratere centrale (non attivo) coincide con la direzione della zona del Taupo. Ci sono diversi crateri periferici, non attivi (Bleu-crater con lago, North-crater e West-crater) e due crateri laterali esterni attivi (Te Mari a NE e Ketetahi a nord).

Le antiche lave della zona del Taupo sono tutte rocce acide (trachiti e rioliti), e ciò spiega i lunghi riposi dei suoi vulcani e le sorgenti termali ricchissime di silice: però nelle eruzioni moderne del Ngauruhoe e del Tarawera, il magma nuovo è basico o neutro, anzi all'isola White abbiamo dei veri basalti con olivina.

Dalle eruzioni neozelandesi non ci sono note che le più recenti e si riferiscono a cinque vulcani.

1^{0} *Ruapehu* (2803 m.): è un cono piuttosto irregolare con pendio di circa 20^{0}, e con la cima molto allargata e pianeggiante coperta da nevischio: il suo cratere è parzialmente occupato da un lago, come già si è detto a suo tempo (pag. 78): abitualmente è allo stato di solfatara: nell'aprile e nel maggio 1886, poco prima dell'eruzione del Tarawera, mandò alte colonne di vapori

(Thomas). Anche il 29 aprile 1889 si vedevano sul suo cratere grandi nubi di vapori (« Nature »).

2° *Ngauruhoe* (2281): è un cono isolato e molto regolare (vedi pag. 52) posto tra il Ruapehu e il Tongariro: ha un ampio

Fig. 77. — Carta topografica del Tongariro e del Ngauruhoe.

cratere aperto a NW: dove esiste un conetto d'eruzione detritico, dalla cui base si vedono nella carta topografica (fig. 77) dipartirsi due colate di lava. Di solito è allo stato di solfatara [1],

---

[1] Bidwill nel 1839 osservò una lava d'aspetto recente alla base del Ngauruhoe. —

ma di tempo in tempo getta fanghi, ceneri e materie infuocate; per esempio, nel gennaio 1857, per due settimane dejettò cenere (Hochstetter): nel 1870, dopo forti terremoti, dal 26 maggio fino al luglio, presentò un'eruzione assai forte con proiezioni molto luminose e con trabocco di lave dalla cima: nei quattro anni precedenti si erano verificate frequenti eruzioni di ceneri, che venivano portate fino al lago Taupo (Perrey). Il Thomas

Fig. 78. — Il Ngauruhoe o Auruhoe visto da Sud nel 1896. (Fot. B. Friedlaender).

mette l'eruzione al 1869, e dice che la lava era un'andesite augitica vetrosa e scoricea.

3° *Tongariro*. Il cratere centrale del Tongariro pare spento: invece sono attivi i due crateri laterali del *Ketetahi* e del *Te Mari*. Il primo si rimise in attività esplosiva nel 1855 in seguito al gran terremoto di Wellington: nel 1859 mandava abbondanti masse di vapori (Hochstetter); il secondo ebbe eruzioni esplosive nel 1892 e 1896 già da me menzionate (pag. 140).

Dyson, nel 1851, trovò che il cratere aveva circa 550 m. di diametro, ed esalava vapori con un rumore simile a quello d'una macchina a vapore. — Friedlaender nel 1896 vide solo emissione di vapore acqueo con acido solfidrico.

4° Il *Tarawera* si credeva un vulcano estinto, ma nel 1886 si rimise in attività con una violentissima eruzione di spaccatura (vedi pag. 35).

5° Il *Whakari* si chiama pure *White island* cioè « isola bianca » per le colossali colonne di vapori bianchi, che sempre s'innalzano sul suo cratere: nel 1837 diede fumo nero e, di notte, infuocato: nel novembre 1855, gli ufficiali della nave Pandora trovarono che il cratere del Whakari era una voragine di circa $^1/_2$ miglio di lunghezza per $^1/_4$ di larghezza e che sul suo fondo, oltre le fumarole, esistevano profonde cavità contenenti acqua e fango in ebollizione (Perrey). Infine nel 1886 l'attività di questo cratere si accentuò in coincidenza con l'eruzione del Tarawera (Thomas), emettendo colonne di fumo e fiamme (« Nature »).

Altri vulcani del Pacifico australiano. — A NE della N. Zelanda presso le isole Kermadec, a 31° circa lat. S., c'è un vulcano attivo nell'isola *Raoul* o *Sunday*, il quale nel 27 maggio 1871 fece un'eruzione violentissima, che obbligò gli abitanti ad abbandonare l'isola. Ci sono pure due vulcani sottomarini, uno presso l'isola Raoul, l'altro più ad occidente a 30°.14 lat. S e 178°55 long. E. Gr.: il primo ebbe un'eruzione molto forte nel luglio 1870 (Perrey), il secondo nel settembre 1825 (Von Hoff).

L'isola *Bukle*, situata presso 60°.44′ lat. S e 163°.11′ longitudine E. Gr., presenta pure un vulcano, che fumava nel 1839, al momento della sua scoperta (Fuchs).

Infine Ross, nel 1841, scoprì sulla Victoria-land, a 76° latitudine S e 168°.12′ long. E. Gr. due vulcani, cioè: il *Terror* (spento o quiescente) e l'*Erebus* (3770 m.) che era a quell'epoca in piena eruzione.

6. I vulcani americani.

I vulcani americani cominciano a nord colle Aleuzie e finiscono a sud nel Chilì e nella Patagonia, mantenendosi quasi sempre nella parte occidentale del continente e in prossimità al Grande Oceano.

Vulcani delle Aleute [1]. — Le Aleuzie o Aleute sono

[1]) A. Perrey, *Doc. sur les trembl. de terre et les phénom. volcan. des îles Aleu-*

tutte di origine eruttiva e presentano circa 30 vulcani, che in tempi non molto remoti ebbero violentissime eruzioni: ora il loro dinamismo è in decremento; molti sono allo stato di solfatara, alcuni danno eruzioni esplosive a lunghe intermittenze. Le Aleute formano un allineamento diretto WSW-ENE quasi normale a quello della Curili-Kamtschatka, da cui distano poche centinaja di chilometri.

Procediamo da ovest verso est.

1° Piccola *Sitkhin* o Sitkhin occid.: fu vista fumare nel 1828.

2° Isola *Sitignak:* ebbe un'eruzione nel luglio 1776.

3° *Ostrowa Semisopotoschni:* visto fumare nel 1772, nel 1790, nel 1792 e nel 1830.

4° *Ostrowa Goreli:* sempre fumante.

5° *Tanaga* o *Tanjaga:* contiene uno dei principali vulcani delle Aleuzie che fuma sempre: fu attivo dal 1763 al 1770.

6° *Kanaga* o *Kanjaga:* fuma sempre e contiene molto zolfo; eruzione nel 1786.

7° Isola *Adach:* era attiva nel 1760 e nel 1784.

8° *Sitkhin orientale* o grande Sitkhin [1]: eruzione nel maggio 1792.

9° *Koniuschy:* presenta spaccature da cui emette vapori densi e lenta emersione di rocce (pag. 262, nota).

10°, 11°, 12°. Nell'isola Atkha esistono tre vulcani quiescenti, cioè: il *Korowinsk* (m. 1479) che fuma sempre, il *Kliutschewsk*, che lancia, a intervalli d'un minuto, getti di fango denso con odore di solfo (H_2S?); infine il *Sarytschew* che ebbe una forte eruzione nel 1812, accompagnata da violentissimi terremoti.

13° Is. *Siguam* o Goreli (abbruciata): contiene un vulcano che di tempo in tempo lancia fumo nero e denso.

14° *Amukhta:* in forte attività nel giugno 1786 e poi fino al 1791.

15° *Junaska:* fumava nel 1817; ebbe un'eruzione molto forte nel novembre 1823 (o 1824).

---

tiennes, d'Aljaska et de la côte NO d'Amerique, Dijon 1866. — Verso il 22 giugno 1856 avvenne una forte eruzione in una delle isole Aleute, a 50°.53' lat.-N. e 158° 52' long.-E Parigi, la fregata russa « Dwina » traversò un mare coperto di pomici (Perrey cita *Amer. Jour. of Sc.*, may 1857).

[1] Vicino c'è l'isola *Sitchina* che fumava nel 1760 e nel 1784 (Perrey).

16° *Tanat-Angunakh:* attivo nel 1774; fu visto fumare nel 1828.

17° *Kigamiliakh*: dà solo fumo e rumori sotterranei.

Segue, più verso est, il gruppo delle isole della Volpe.

18° e 19°. Due vulcani nell'isola *Umnak*, cioè: *Wsewidowski*, presso il centro dell'isola, fumante nel 1784 e nel 1790; e il *Tuliski*, nella parte NE, che ebbe una fortissima eruzione esplosiva nel 1 marzo 1820, [1] e un'altra nel 1824.

Kluge registra un'eruzione, nell'isola Umnak, al 1805.

20° *Bogosloff:* risulta da diversi isolotti vicini tra loro formatisi nel 1796, nel 1883 e nel 1890 (pag. 262).

21° *Makouchinski* o *Makouchinskaja-Sopka:* è il monte più alto di Unalaska (la più grande delle Aleute): ebbe eruzioni nel marzo 1820 e nel giugno 1826.

22° Isola *Akutan:* presenta un monte vulcanico, che manda sempre fumo e talvolta anche cenere [2].

23° Isola *Akun* contiene un vulcano, che fuma intermittentemente.

Nell'isola *Unimak* vi sono parecchi vulcani attivi (5 o 6), dei quali tre sono più conosciuti [3], cioè:

24° Vulcano *Shishaldin:* cono maestoso e regolarissimo con ripido pendio (pag. 52), situato presso il centro dell'isola: il suo cratere è in attività continua: eruzioni forti nel 1824 e nel marzo 1825, nell'11 ottobre 1826, nel gennaio 1827, nel novembre e dicembre 1830, nel marzo 1831, nel 1838. L'eruzione del 1825 produsse grandi torrenti fangosi, e in quelle del 1830-31 pare vi sia stato efflusso lavico. Le altre furono esplosive.

25° *Pogrumnoi* (1684 m.): nella parte SW dell'isola; cono maestoso in forma di pan di zucchero: nel 1795 eruzione forte da un cratere laterale.

26° *Pic de la Desolation:* situato tra i due vulcani precedenti: ebbe un'eruzione nel 1863.

27° Isola *Shuam-Shu*, presso la penisola Alaska: ebbe una eruzione il 22 giugno 1856 (Perrey).

---

(1) Per questo vulcano, Perrey segna un'eruzione anche al 1° marzo 1817; ma la coincidenza del giorno mi fa dubitare che si identifichi con quella del 1820.

(2) Russell (*Op. cit.*, p. 79) dice che l'Akutan manda getti di vapori carichi di polvere in forma di anelli, che si allargano mano a mano che si innalzano.

(3) Vicino all'isola Unimak c'è pure un vulcano sottomarino che fece una violentissima eruzione nel luglio 1856 (pag. 262).

DISTRIBUZIONE DELLA VULCANICITÀ ATTUALE
SULLA SUPERFICIE DEL GLOBO
Vulcanicità debole
" mediocre
" forte
" fortissima
Mercalli del.
Ovest O Est
20 Greenwich
Is. Jan Mayen
Islanda
Europa
Asia
Africa
Australia
America Settentrionale
America Meridionale
Is. Azzorre
Madera
Is. Canarie
Is. Capoverdi
Vulcani sottomarini
Fern.do Poo
V. Camerun
V. Teleki
Mfumbiro
Dofane
Aden
V. Medina
M. Mediterraneo
G. Ararat
Elburs
Solf. d'Urumtsi
Is. Comore
Is. Riunione
N. Amsterdam
St. Paul
Is. Ramri
Sumatra
Giava
Sonda
Is. Molucche
Is. Filippine
Is. Formosa
Giappone
Is. Bonin
Is. Curili
Kamtschatka
Is. Aleute
Bogosloff
Alaska
Is. Mariane
N. Guinea
Is. Salomone
S. Cruz
N. Ebridi
Is. Samoa
Is. Tonga
Is. Kermandec
N. Zelanda
Is. Bukle
M. Erebus
Is. Hawau
Is. della Società
M. Baker
M. Hood
Yellowstone Park
Messico
Centroamerica
P. Antille
Colombia
Ecuador
Is. Gallapagos
Perù
Bolivia
Chili

Tav. XXVI.

Nello Stretto di Cook (dove comincia la penisola Alaska) ci sono tre vulcani, cioè Redoute (spento?), l'Iliamna e St. Agostino attivi.

28° *Iliamna* (3660 m.) sorge direttamente dal mare sulla costa occidentale dello stretto di Cook: dopo lungo riposo si rimise in attività nel giugno 1778 con eruzioni esplosive *vulcaniane:* Meares nel 1788 e Dall nel 1895 videro alte colonne di fumo nerastro, e qualche anno prima del 1895, violente esplosioni coprirono di copiosa cenere e lapillo tutte le regioni circostanti [1].

29° *St. Agostino* (1159 m.), nell'isola omonima vicino alla spiaggia occidentale dello stretto di Cook: abitualmente dà getti di fumo, e nel 1883 presentò una violentissima eruzione esplosiva cominciata il 6 ottobre (contemporaneamente all'eruzione dell'isola Bogosloff, descritta a pag. 262).

Sulla penisola di Alaska ci sono tre vulcani attivi cioè:

30° Il *Medwenikowsky,* che ebbe un'eruzione molto violenta nel 1786 [2] e che era attivo nel 1790.

31° Il *Pawlowsky,* che era attivo nel 1762, nel 1786 e nel 1790 (Perrey); nel marzo 1866 copiosa eruzione di cenere (id.).

32° Il *St. Wrangell* (circa 62° lat. N.) col quale termina ad oriente la serie vulcanica Aleute-Alaska: visto in attività esplosiva da Grewingk, nel 1819 (Perrey).

33° Il Mt. *Edgecumbe* situato sopra la piccola isola di St. Lazare a 57°.3' lat. N.: di esso Postels scrive che, nel 1796 « il jetait encore des flammes et de la fumée ».

34° Il M. *Kalder* o *Calder* sull'isola Principe di Wales: era in attività eruttiva nel 1775 (Perrey).

VULCANI ATTIVI NELL'AMERICA NORD-OVEST [3]. — In questa parte del continente americano la vulcanicità è stata ultrapotente negli ultimi periodi geologici del cenozoico e del quaternario, e per dimostrarlo, basti ricordare le grandi inondazioni basaltiche dell'Idaho, già menzionate tra le eruzioni di spaccuture (pag. 39); al presente; nella stessa regione pochi

---

[1] Russell, *Op. cit.*, p. 271. — Ivi Russell dice che i nativi dello stretto di Cook chiamano « Smoke » (fumo) i vulcani Iliamna e St. Agostino.

[2] Von HOFF chiama questo vulcano Kitagotach.

[3] Il Perrey registra un'eruzione ultravulcaniana (semi-vulcanica) nell'autunno 1855 nelle Grandville Mountains, presso Digby (N. Scozia W., Canadà).

sono i vulcani attivi; invece abbondano i fenomeni pseudovulcanici, ultime manifestazioni d'un vulcanismo in via di estinzione.

Sono attivi o almeno allo stato di solfatare i seguenti vulcani.

1° *Mt. Baker* (3383 m.), situato nei monti delle Cascate, a 48°.48' lat. N., al confine tra la Columbia brit. e la California del nord: Kluge registra un'eruzione nel 1843 e un'altra nel 1853: verso il 26 aprile 1860 fu visto uscire dalla cima del Baker gran copia di fumo e poi la cima stessa rovinò e si abbassò: il Perrey, da cui prendo queste notizie riferisce, almeno come dubbia, un'eruzione del novembre 1859. In conclusione si può ritenere realmente attivo il Baker, ma non affatto « très-actif » come asserisce il Fuchs.

2° *Mt. Saint Helens* (2970 m.) nella Columbia brit., a 46°.12' lat. N., e 19 miglia lontano dal mare: nel 1841-42 era in eruzione e nel 23 novembre 1842 lanciò una grande quantità di cenere: dal febbraio all'aprile 1854 ebbe altre eruzioni esplosive. W. Gorman, che visitò il vulcano nel 1889, trovò fumarole attive sul fianco di NE, e osservò lave di data recente. Il Perrey, sulla testimonianza di Berghaus, dice che un' eruzione lavica, preceduta da terremoti, avvenne al Mt. S. Helens poco prima del 1837.

3° *Mt. Rainier* (4404 m.) nei monti delle Cascate, a 46°.8' lat. N.: per il suo isolamento, per la grande altezza, per la regolarità del suo profilo, è uno dei vulcani più maestosi del globo: nel 1841 e nel 1843 ebbe due forti eruzioni ricordate da Humboldt, e un'ultima eruzione nel 1894.

4° *Mt. Hood* (3726 m.) nell'Oregon, a 45°.10' lat. N.: era considerato come estinto: (1) ma nell'agosto 1854 accennò a riprendere attività lanciando masse di fumo e cenere; nell'agosto 1859 diede getti di vapori luminosi (con materie incandescenti); lo stesso fece nel settembre 1865: nel 20 agosto 1866 mandò vapori solforosi (Perrey).

VULCANI SPENTI DEI MONTI ROCCIOSI. — Tra la Columbia britannica e il Messico non ci sono vulcani attivi, ma potenti e

(1) Dryer fece l'ascensione del m. Hood nel 1854: osservò che in diversi punti presso la cima si sviluppavano vapori e gas caldi e dice che, poco prima, erano avvenute diverse eruzioni di cenere.

numerosi vulcani terziari e quaternari accumularono i loro prodotti sul versante occidentale dei Monti Rocciosi. Procedendo da sud a nord, nominerò i principali tra questi centri vulcanici spenti o moribondi: il monte di San Francisco, nell'Arizona; il Mt. Taylor nel Novo Messico costituito quasi interamente di lava e circondato da *necks* massicci (pag. 82), che sorgono, come pani di zucchero, sulla pianura circostante; i crateri di tufo perfettamente conservati presso il lago Bonneville, nell'Utah; i numerosi crateri e fiumi di lava presso il lago Mono [1], in California; il magnifico Mt. Shasta (3800 m.), tipico vulcano a recinto; i regolarissimi e conservatissimi « Coni di cenere » presso il Lassen's Peak nel nord della California; infine il grande massiccio vulcanico del Parco Nazionale (pag. 279).

Degno di nota è il contrasto tra la grande vulcanicità della parte occidentale dell'America settentrionale, e la completa mancanza di fenomeni vulcanici nella parte orientale. Il Mississippi e i suoi affluenti dividono nettamente le due regioni.

VULCANI DEL MESSICO. — Isolato, nella parte nord del Messico, c'è il gruppo vulcanico delle Tres Virgines, poi seguono, nella parte centrale e meridionale, altri 9 vulcani divisi in due gruppi, cioè: *a*) gruppo occidentale verso il Grande oceano, *b*) gruppo di vulcani interni o situati presso il golfo del Messico. Sono in generale vulcani solo esplosivi e con segni evidenti di decrepitezza.

1° *Tres Virgines*, a 27° 9' lat. N.: da uno di questi vulcani avvenne un'eruzione esplosiva nel 1746 e altra nel 1857, dopo la quale, mandò di tempo in tempo grosse masse di fumo.

a) Gruppo occidentale.

2° *Ceboruco* [2] (21°.25' lat. N.) situato presso la costa del Pacifico: ha forma di cono tronco: altezza assoluta 1525 m., relativa 480 m.: creduto spento; il 21 febbraio 1870 cominciò violentissima attività esplosiva con boati, dopo pochi giorni avvenne un trabocco terminale di lava: le esplosioni forti continuarono fino all'aprile: altra eruzione cominciò l'11 febbraio 1875. Le lave sono basaltiche (?).

---

[1] Vi appartiene il Panum-Crater già menzionato e figurato (pag. 154). — Tutti questi vulcani spenti dell'America-ovest sono descritti da Russell (*Op. cit.*, pp. 190-245).

[2] *Boll. del R. Comitato geol. d'Italia*. an. 1870.

3° Il *Colima* (3960 m.) [1], situato vicino alla costa occidentale del Messico, a 19°.30′ lat. N., 33 chilom. dalla città di Colima, da cui è stata presa la fotografia che qui riproduco (fig. 79), è un maestoso cono regolare e con ripido pendio.

Le principali eruzioni avvennero negli anni: 1749, 1770, marzo

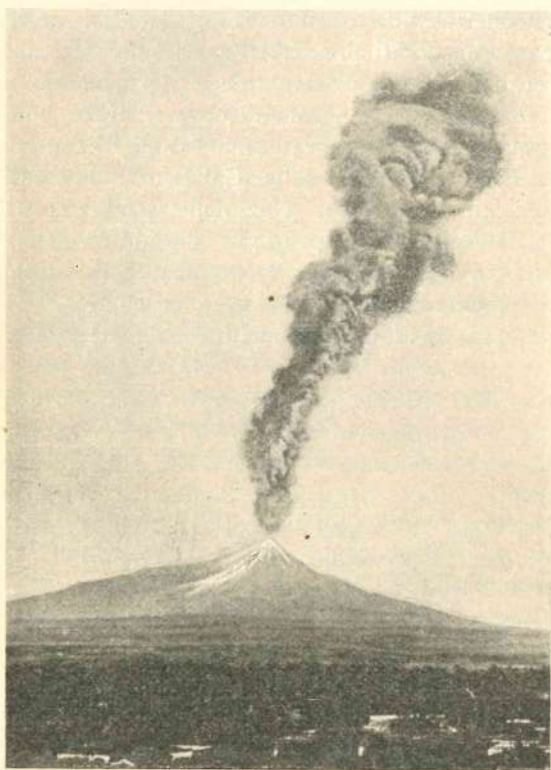



Fig. 79. — Il vulcano Colima visto dalla città omonima, il 7 marzo 1903. (Fot. R. Rivera).

1795 (Humboldt), 1804, 1806, 1808-18, 1869-72, 1873, 1885-86, dicembre 1891, febbraio 1893, dicembre 1902 e tutto il 1903. Nel 1885 i lapilli furono portati dal vento a 280 miglia di di-

---

(1) J. M. Arreola, *The recent eruptions of Colima*, in *The Journ. of Geology* di Chicago, 1903. — Id., *El Volcan de Colima*, nel *Bol. mensual del. Observ. Meteor. central de Mexico*, 1896. — Per l'eruzione 1885-86, vedi « Nature » Num. genn.-febb. 1886, dove si parla non solo di esplosioni, ma pure di correnti di lava.

stanza (Russell). Nel 1795 sgorgarono correnti di lava (Landgrebe) (1); ma tutte le eruzioni recenti furono esclusivamente esplosive (Arreola) e molto somiglianti alle fasi esplosive vesuviane (pag. 127). Il Colima emette sempre fumo più o meno abbondante e spesso presenta piccole esplosioni di scorie (stromboliane), come risulta dalle recenti osservazioni giornaliere fatte in questi ultimi anni dal P. Arreola del Seminario di Colima. Per esempio, nell'aprile-maggio 1896, vide sei volte getti di scorie incandescenti alla cima del vulcano. Le esplosioni del marzo 1903 erano miste e molto forti, come si rivela dalla figura 79.

4° L'*Jorullo* (1343 m.), formatosi nel 1759 per un'eruzione da noi già descritta (pag. 34), si trova a 19°.9′ lat. N. e 105°.52′ long. W. Par.

5° Il *Pochutla*, situato nello stato di Oajaca, a 15°.54′ lat. N., è pure un vulcano nuovo, e la sua prima eruzione avvenne nel 1870 (Fuchs).

b) Vulcani interni e orientali.

6° *Popocatepetl* (2) o *Monte fumante* (5452 m.): è uno dei coni vulcanici più belli e più colossali, che s'innalza 900 m. sopra il livello delle nevi perpetue: alla sua cima vaneggia uno dei più profondi crateri del globo (pag. 63). Da questa voragine si sviluppano sempre abbondanti vapori con acidi dello solfo, è un vulcano misto, cioè lavico e detritico, ma le lave sono tutte antistoriche (basaltiche e andesitiche); nei tempi moderni dà solo esplosioni ultravulcaniane, rare e non molto violente, projettando materiale trachitico. Guill e Glennic nell'aprile 1827 assistettero a queste esplosioni dall'orlo del cratere « Du fond de quel jaillissait une grêle de pierres avec un bruit sourd semblable à celui que produisent les vagues de la mer, lorsqu'elles viennent se briser avec fracas contre les rochers... ». Il vulcano lanciava pietre, sabbie, ceneri, che, in generale, ricadevano nel cratere stesso (3).

(1) Humboldt dice semplicemente che nel 1795 « des scories ignées s'échapperent comme une colonne de feu ».

(2) Guill. e F. Glennic, *Ascension au volcan du Popocatepetl*, in *Bul.*, *Soc. Géog.* jan. 1828. — Truqui, *Ascensione al volcano Popocatepetl*, in *Rivista contemporanea*, marzo 1856. — Aguilera e Ordoñez, *Expedicion cientifica al Popocatepetl*, Mexico 1895.

(3) J. Laverière nel gennaio 1857 riposò per una notte nel cratere del Popocatepetl: dice che parecchie fumarole emanavano vapori a fumo e « on y entendait de fortes détonations souterraines » (Perrey).

Mathieu de Iossey, descrivendo il Messico nel 1849, dice che il Popocatepetl: « sous l'empire des Aztèques, eut de frequentes éruptions; il jetait encore des cendres aux XVII siècle; mais de nos jours, les colonnes de fumée, qui s'en échappent, sont rarement visibles au delà des villages bâtis sur sa pente ».

7° *Orizaba* o *Citlaltepetl*, situato tra la città di Orizaba e di Jalappa: è un cono gigantesco, semplice e molto regolare: è il monte più alto del Messico (5551 m., Heilprin): come l'Etna, presenta sui fianchi numerosi e piccoli coni avventizî, testimoni di antiche eruzioni laterali, e dove ancora sussiste qualche fumarola [1]. Il cratere terminale, diviso in tre bacini da cumoli di scorie, è quiescente e ordinariamente pieno di neve. Secondo Humboldt, fu in forte attività eruttiva dal 1545 al 1566. Al 1779 febb. 5, v. Hoff registra terremoti ad Orizaba, ma non parla di eruzione.

8° Il *Tuxtla* (3076 m.), situato a sud di Vera Cruz, presso il Golfo del Messico, ebbe un'eruzione forte e lavica il 15 gennaio 1664 e altra solo esplosiva, ma violentissima, cominciata il 2 marzo 1793.

9° Vulcano nuovo nella montagna de *Sant-Ana*, presso Tuitan, che fece eruzione nel 1856.

10° *Soconusco*, situato alla stessa latitudine del Pochutla, ma molto più ad oriente: spesso fuma (von Hoff).

Altri vulcani del Messico, ritenuti spenti, sono: il Xinantecatl o vulcano di Tuluca (4575 m.), l'Ixtaccihuatl o « Donna bianca » (5172 m.), il Coffre de Perote o Naucamtepetl, il Cerro de Ajusco ed altri di minore importanza.

L'Humboldt fa osservare che i principali vulcani del Messico si trovano sopra una « faille » traversale, che va da un mare all'altro in direzione E-W: infatti, procedendo da est ad ovest, *si trovano quasi esattamente sullo stesso parallelo* (tra 19° e 19°.20') i vulcani d'Orizaba, di Ixtaccihuatl, del Popocatepetl, di Toluca, di Jorullo e di Colima.

Vulcani del centro-America. Nell'America centrale la vulcanicità attuale è molto maggiore che nella settentrionale, prescindendo dalle Aleute, che formano evidentemente un gruppo a sè e indipendente dagli altri del nord-ovest americano.

---

[1] Heller, che salì sull'Orizaba nel marzo 1846, vide uscire fumo (dalla cima?) parecchie volte (Perrey). — Lo stesso viaggiatore vide, verso la stessa epoca, un vulcano in piena eruzione al NW di Tepetitlan (Perrey).

L'andamento della serie vulcanica dell'America centrale segue nettamente l'asse orografico della regione NW-SE, interrotta solo in pochi punti da qualche serie secondaria traversale.

La separazione dei vulcani messicani da quelli guatemalici è naturale, perchè una grande estensione, priva di vulcani attivi, intercede tra gli uni e gli altri.

I vulcani attivi del Centro-America sono circa 30 e formano una serie lineare di 1300 chilometri circa senza notevoli interruzioni (vedi fig. 82). Noi li divideremo in 4 gruppi, secondo il paese a cui appartengono, cominciando da quelli del Guatemala.

a) *Vulcani del Guatemala.*

1° *Tacanà* (15°.7 lat. N.; 4064 m.): è quiescente ed ebbe una eruzione esplosiva nel gennaio 1855 (Perrey).

2° Il *Tajumulco* (15°.2' lat. N. 4210 m.), secondo Fuchs, ebbe un'eruzione nel 1822, e secondo Montessus, diede segni di grande attività nel 1893.

3° Del *Cerro quemado* (14°.37 lat. N.; 3179 m.) o « monte bruciato » si ricorda una sola eruzione avvenuta nel 1785: nel 1823 si mise a fumare più dell'ordinario.

4° Il Vulcano *S.a Maria* (14°.45' lat. N.; 3768 m.) è situato poco più a sud del Cerro quemado, col quale forma probabilmente un solo vulcano composto (il Quezaltenango di Fuchs e di altri autori) con due assi eruttivi. Si credeva spento, ma nel 24 e 25 ottobre 1902 ebbe un'eruzione violentissima esplosiva eccentrica sul suo fianco esterno di sud-sud-ovest.

5° *Atitlan* (14°.35' lat. N.; 3525 m.), situato a sud del lago omonimo, presenta attività esplosiva a brevi intermittenze: le date delle sue eruzioni conosciute sono: 1524, 1706, 1710, 1827, 1828, 1843, 1852, 1856.

6° *Volcan de Fuego* (14°.28' lat. N.; 3835 m.) è il vulcano più attivo del Guatemala: eruzioni molto frequenti esplosive ed effusive con predominio delle prime, alle seguenti date: 1526-1541, 1575, *1581* [1], 1582, 1585, 1614, 1623, 1631, 1664, 1679, 1686, 1689, 1699, *1705*, 1706-07, 1710, *1717*, 1732, 1737

[1] Il 27 settembre 1581 la quantità di cenere fu tale da oscurare completamente il sole, di modo che ad Antigua si dovettero accendere i lumi a mezzogiorno. Anche le altre eruzioni segnate in corsivo furono fortissime.

(laterale), 1765, 1799, 1829, 1850, 1852, 1855 (lavica) 1856, 1857 (lavica), 1860 (due), 1867, *1880* in giugno e luglio.

A nord del Fuego si alza il Pico Mayor o Acatenango (3960 m.), vulcano spento che è il Somma del Fuego, e perciò vien chiamato « el Padre del Volcan ».

Pure non lontano dal Fuego, verso est, s'innalza il « volcan d'Agua », che pare spento, sebbene presso gli indigeni si conservi tradizione d'una terribile eruzione molto antica, di cui non si conosce la data. Anticamente il vulcano si chiamava Huhnapu, e prese il nome di « volcan d'agua » dopo il 1541; poichè nella notte 10-11 settembre di quell'anno, dopo violenti terremoti e pioggie diluviali, discese da questo vulcano un torrente fangoso con enormi massi di roccia, il quale distrusse completamente la « Cindad Vieja » con la morte di 750 persone. Nelle memorie del tempo non si parla nè di esplosioni nè di materie incandescenti. Pare, quindi, che non si tratti di una eruzione vulcanica, ma di un gran volume d'acqua accumulatasi nel cratere, e precipitata in basso per la rottura del suo orlo, determinata dai violenti terremoti, che precedettero immediatamente la catastrofe.

7° *Pacaya* (14°.22′ lat. N., 2544 m.): è situato circa 18 km. più ad est del volcan d'Agua: è un vulcano trachitico, formato da un immenso recinto, nell'interno del quale sorgono due coni, uno spento e uno attivo (più orientale): presenta attività esplosiva (tipo vulcaniano): pare che il cono attivo sia sorto sopra una gran corrente di lava sgorgata nel 1565: le eruzioni successive avvennero: nel 1651, 1664, 1668, 1671, 1677, 1775, 1846. Diede segni d'attività nel 1854 (Perrey) e nel luglio 1880 (Nature).

b) *Vulcani del Salvador.*

8° *Suchitan* o *S. Catarina-Mita* (2042 m.): è quiescente, ma non pare che possa ritenersi estinto, perchè nel 1469 ebbe una violentissima eruzione.

Il Suchitan appartiene a un gruppo di vulcani, in generale spenti, che stanno più a nord dall'allineamento principale dei vulcani attivi della regione: « tali sono il Chingo (notevole per la sua forma regolare), l'Ipala, Viboras, S. Diego ecc.

La serie vulcanica principale, diretta circa WNW-ESE, dopo il Pacaya, presenta un'interruzione di una cinquantina di

chilom., e poi riprende, spostandosi un po' più a sud, coi vulcani spenti: Tecuamburro [1], Moyuta, Cerro grande de Apaneca, Laguna verde, Naranjo ecc. L'attività ricomincia cogli Ausoles de Ahuachapam (pag. 275) e coi vulcani di S. Ana e Izalco.

9.° Vulcano *S. Ana* o *Lamatepec* (2385 m.): a lunghi intervalli presenta eruzioni di cenere (carattere *ultravulcaniano*): Montessus de Ballore registra eruzioni negli anni: 1520, 1524, 1570, 1580, 1879, 1880, 1884.

10.° L'*Izalco* [2] (1885 m.): questo vulcano, dopo la sua formazione, che avvenne nel 1770 e che io ho già descritta (pag. 87), è in quasi continua attività esplosiva, accompagnata da frequenti efflussi lavici terminali e laterali (tipo vesuviano): le esplosioni sono prevalentemente luminose (stromboliane), e perciò venne dato al vulcano il nome di *Faro del Salvador:* alternano però, come al Vesuvio (pag. 137), fasi vulcaniane in cui predominano ceneri e lapillo non luminosi [3]. Nel 1817 cominciò breve periodo di riposo, mai poi subito l'attività eruttiva riprese. Ricorderò soltanto le principali eruzioni laviche dell'Izalco: 1783, 1793, 1805-1807 (v. Hoff), 1825 (Perrey), 1844 (Sapper), 1856 (molto forte « laterale tipo vesuviano »), 1859, 1860, 1863-1864, 1868, 1869 (lave in maggio, altre in giugno), 1902 settembre.

11.° Vulcano *San Salvador* (1950 m.) situato a N-W della città omonima: ebbe un'eruzione fortissima nel 1659 con trabocco di copiose lave che distrussero diversi paesi: nel 1876 un cratere laterale emanava fumo.

Il *Quetzaltepeque* piccolo cono eccentrico del San Salvador ebbe un'eruzione verso il 1806 (Dollfus et de Montserrat).

12.° *Ilopango* o *Cojutepeque:* eruzione subacquea avvenuta nel 1880 (pag. 262).

---

[1] Sapper lo registra come vulcano attivo.

[2] Per l'Izalco, come per gli altri vulcani del Centro-America, vedi: PERREY, *Doc. sur les trembl. de terre au Mxique et dans l'Amerique central,* Ann. Soc. d'Émulation des Vosges, ann. 1847.

[3] Il cap. T. Harvey, che si trovava nel porto di Acajutla, nel maggio 1856, mentre Izalco era in piena attività, dice « Il n'y a pas de phare, qui donne une meilleure lumière » (Perrey). Invece il sig. Foote, console inglese a Sonsonate, dice che, nel 6 febbraio 1858, l'Izalco lanciava colonne di fumo *nero*. Il Dr. M. Wagner, che visitò l'Izalco nel maggio 1854, conclude che lo spettacolo delle sue eruzioni, visto da vicino, era « surtout dans les nuits sereines, magnifique au delà de toute description » (Perrey, *Trembl. de terre en 1854*, pag. 21).

13.° *San Vincente* o *Chichontepeque* (2173 m.): alla base presenta un *infiernillo* sempre attivo: nel 1643 ebbe un'eruzione esplosiva nel 1873 si rimise in attività (Fuchs).

Tra il San Vincente e il San Miguel c'è i vulcani spenti Tecàpa ([1]), Chinameca e Usulutan.

14.° *San Miguel* o *Chaparrastique* (1894 m.): segue, sempre più a oriente, sull'allineamento dei vulcani precedenti, ed è un vulcano molto attivo, esplosivo ed effusivo, a tipo schiettamente vesuviano. Le date delle principali eruzioni furono: 1699, 1787 (lavica laterale), 1811, 1819 (lavica), 1822, 1844 (lavica laterale), 1845, 1847, 1848 (lavica), 1855, 1857, 1867-1868 (lavica).

15.° e 16.° *Conchagua* (1250 m.) e *Conchaguita* (512 m.): sono gli ultimi vulcani della serie salvadoriana. Il primo sorge sulla costa del golfo di Fonseca dirimpetto al Coseguina: è vulcano quiescente, presentò un'eruzione dubbia nel 1522 e altra nel febbraio 1868, esplosiva laterale, non molto violenta. Il secondo è in un'isola della baja di Fonseca e fece un'eruzione il 18 ottobre 1892 (Sapper).

C) *Vulcani dell'Honduras-Nicaragua.*

Honduras e Nicaragua. — Nel Golfo di Fonseca, che divide i vulcani del San Salvador da quelli del Nicaragua, ci sono diversi vulcani insulari spenti (il Mianguera e il Tigre). I vulcani del Nicaragua cominciano a ovest col Coseguina, e si succedono verso est-sud-est, formando una serie quasi rettilinea. I primi sette formano la catena *de Los Marrabios,* che termina al lago Managua.

1.° *Coseguina* (1098 m.): forma un promontorio nella baja di Fonseca: è un vulcano esplosivo a lunghe intermittenze; oltre la grande eruzione del 1835 già descritta (pag. 143), ebbe eruzioni esplosive di forza mediocre nel 1709, nel 1809, nel 1852 e nel 1863.

2.° *El Viejo* (1696): è formato da tre crateri interni l'uno nell'altro: fu visto in forte attività nell'agosto 1685 e fumare nel 1866 (Montessus).

([1]) Sapper, *Op. cit.*, considera il Tecapa come attivo.

3.° *Vulcano S. Clara* (1434 m.), che ora è quiescente, ma ebbe una eruzione nel 1527 (Montessus).

4.° *Telica* (1159 m.): vulcano quiescente, che ebbe eruzioni nel 1527, nel 1528 e nel 1530 (Montessus); nel 1865 dava solo pochi vapori (Seebach).

5.° *Orota* (870 m.): è un vulcano quiescente; ma la formazione dei due vulcani nuovi Las Pilas si può considerare come un risveglio del suo focolare.

6.° *Las Pilas:* sono due piccoli vulcani nuovi, che fecero eruzioni nel 1850 e nel 1867 (vedi pag. 89), e sorsero tra il vulcano Orota e il Momotombo (¹).

7.° *Momotombo* (1258 m.): vulcano esplosivo a lunghe intermittenze come S. Ana: fece eruzioni agli anni: 1522, 1609, 1764, 1848, 1852, 1858-1866 (attivo), 1868. Nel 1902 lanciava nubi dense di vapori (« Nature »).

Vicino c'è il *Momotombito* estinto, col quale finiscono Los Marrabios; poi, dopo breve interruzione, la serie dei vulcani attivi piega leggermente a S-E., e riprende col

8.° *Masaya* o *Popocatepe* (660 m.): si trova a metà via circa tra il lago di Managua e quello di Nicaragua, al S-W del villaggio indiano di Nindiri. Al principio del secolo XVI, si trovava allo stato hawaiano. Infatti quando venne visitato, nel 1529, da Gonzales Fernando di Oviedo, si vedeva sul fondo di un vasto e profondo cratere la lava incandescente montare e discendere, agitata dai vapori. « Dans l'état ordinaire, dice Oviedo, la surface de la lave, au milieu de laquelle nagent des scories noires, reste à plusieurs centaines de pieds au-dessous des bords du cratère, mais quelquefois il se produit subitement un bouillonnement tel que la lave atteint presque le bord le plus élevé ». Non si parla di grandi projezioni di scorie, tuttavia l'incandescenza della lava ribollente nel cratere era tale che, durante la notte, tutta la via che conduceva dal vulcano a Grenada, appariva illuminata quasi come durante la luna piena. Perciò gli spagnoli diedero al vulcano il nome di *Infierno de Masaya*. Questo modo di attività, che molto rassomiglia quella del Kilauea, perdurò fino al 1670: sono segnalate eruzioni forti al 1522, al 1524 e al 1670, dopo la quale seguì prolungato riposo:

(¹) C. Sapper, *Der vulcan Las Pilas, in Nicaragua*, in *Zs. d. d. Geol. Gesell.*, t. 51, 1899.

nel 16 marzo 1772 cominciò una violenta eruzione con efflusso lavico; poi di nuovo lungo riposo: nel giugno 1853, fece sentire boati, poi nel luglio 53 si aprì un nuovo cratere e traboccarono lave; nel settembre era in forte attività esplosiva; lo stesso avvenne nel dicembre 1856 e nel 1857; il 10 novem. 1858 presentò un'eruzione esplosiva violenta con rigetto di materiale enallogeno; il 27 gennaio 1859 altra forte esplosiva, alla quale seguì riposo; poichè trovo che nel 1860 il Masaya si rimise a fumare. Nel dicembre 1888 ebbe un'eruzione con lave ed esplosioni violentissime: infine nel dicembre 1902 era in forte attività.

9.° *Nindiri:* vicino al Masaya, col quale è unito alla base: nel 1775 una corrente di lava scende dal Nindiri e arriva fino al lago Managua dove fa perire tutti i pesci (Montessus).

10.° *Omotepeque* o *Concepcion:* vulcano insulare nel lago di Nicaragua, creduto estinto: nel 1883 in aprile comincia a dare segni di attività; poi dal 1 al 6 maggio presenta forte eruzione esplosiva ed effusiva, e dal 19 al 30 giugno avviene l'apertura di un nuovo cratere e forte attività esplosiva con cenere copiosa.

D) *Vulcani del Costarica.*

Nella repubblica di Costarica continuano i vulcani attivi, con deciso allineamento NW.-SE., come nel Nicaragua. Procediamo da nord a sud.

1.° *Orosi* (1583 m.): si trova a sud del lago Nicaragua ed era creduto estinto, ma nel maggio 1844 cominciò a dare segni d'attività in coincidenza di un terremoto; poi nel 1854 projettò materie incandescenti (Montessus).

2.° *Rincon de la Vieja:* non si può ritenerlo completamente estinto, perchè nell'agosto 1863 fu visto fumare fortemente per tre giorni (Seebach).

Anche il vulcano *Barba,* situato a N-W. dell'Irazu, diede qualche segno d'attività nel marzo 1867 (Montessus); ma mi pare un'indicazione troppo vaga, per poterlo enumerare tra i vulcani quiescenti.

3.° *Irazù* o *Cartago* (3328 m.): è un vulcano andesitico: nei tempi storici non ebbe efflussi lavici, ma solo esplosioni di materiale piroclastico, a lunghe intermittenze (tipo vulcano):

avvennero eruzioni negli anni: 1723, 1726, 1821, 1847, 1882 marzo, 1885 pure in marzo.

4.° *Turrialba* (3064 m.), vicino all'Irazu, verso S-E.: nel maggio e giugno 1853 era in moderata attività esplosiva (Moritz Wagner): nel settembre 1864, dal gennaio al marzo 1865 e nel febbraio 1866 presentò eruzioni violente esplosive tipo ultravulcaniano (pag. 149).

5.° *Chiriqui* (3333 m.): è il vulcano più meridionale della serie del Centro-America: secondo Fuchs, fu attivo fino alla metà del secolo XVI ed ebbe un'eruzione nel settembre 1882. È situato a 8°.48′ lat. N.

Il Montessus ritiene pure che abbiano dato segni d'attività il vulcano *Poas* o *Los Votos,* vicino al Barba, nel 1860 e nel marzo 1903, e il vulcano *Herradura* nel 1885. Infine lo stesso Montessus riferisce piccole eruzioni di cenere e di sabbia nella valle dell'*Atrato* (Panamà), nel 1882 e 1883: ma io dubito che si tratti di uno di quei fenomeni pseudo-vulcanici, che accompagnano talvolta i forti sismi.

Vulcani della Colombia e dell'Ecuador. — Nell'America meridionale ci sono circa 38 vulcani attivi divisi naturalmente in tre gruppi, cioè: 1° Colombia-Ecuador; 2° Perù-Bolivia; 3° Chile. Tra il 1° e il 2° gruppo ci sono circa 1500 km. e tra il 2° e il 3° circa 600 km. senza vulcani attivi. I tre gruppi poi sono allineati parallelamente all'asse delle Ande, e nessuno dei vulcani si allontana da questa catena di monti.

Cominciamo dal 1° gruppo, avvertendo che i vulcani, nella Colombia, si ergono specialmente nella Cordilliera centrale, mentre nell'Ecuador sono disposti sopra due linee grossolanamente parallele, una di ovest (Cotocachi, Pichincha, Carihuairazo ecc.), l'altra di est (Antisana, Cotopaxi, Altar, Sangay ecc.) (1).

1.° *Paramo de Ruiz* è situato a 4°.57′ lat. N., quindi 3°.51′ più a sud del Chiriqui: mandava molto fumo nel 1829 (Boussingault), ed ebbe un'eruzione nel 1845.

2.° *Tolima*, a 4°.57′ lat. N.: piramide gigantesca alta 5600 m.: ebbe un'eruzione fortissima il 12 marzo 1595, la quale

(1) Whymper, *Travels in the Great Andes of the Equator*, 1892. — Karsten, *Ueber die Vulkane der Anden*. — Perrey, *Doc. sur les trembl. de terre au Perou, dans la Columbie et dans le bassin de l'Amazone*, Bruxelles, 1857.

fece fondere improvvisamente tutta la neve che ne copriva la cima, cagionando grandi danni; altra eruzione nel 1826 (von Hoff).

3.° *Puracé* [1], a 2°.20′ lat. N. (4700 m.): è un vulcano esplosivo a lunghe intermittenze (tipo vulcaniano): presentò forte eruzione nel 18 novembre 1827 (Rojas); segni di attività nel gennaio 1835; una prolungata e violenta eruzione esplosiva, con torrenti fangosi, nel dicembre 1849, in cui la cima, che aveva forma di domo, crollò, e si formò un nuovo cratere; infine una eruzione violentissima nell'ottobre 1869, nella quale i projetti vennero lanciati fino a Popayan, cioè a 16 km. di distanza.

Vicino al Puracé c'è il Sotarà, che, secondo Rojas, diede pure segni d'attività (detonazioni) nel gennaio 1835.

4.° Il *Pasto* o *Turquerres* (1°.11′ lat. N.) è un vulcano andesitico, che ebbe eruzioni nel 1796 e nel 1868-69 (lavica). Nel novembre e dicembre 1796 dava altissime colonne di fumo, le quali cessarono improvvisamente al momento del gran terremoto nel febbraio 1797 (Humboldt).

5.° *Cumbal:* cono vulcanico con parecchi crateri alla cima, dai quali esce quasi senza interruzione fumo e vapori (Landgrebe).

6.° *Chiles,* situato vicino al Cumbal: secondo Fuchs, è attivo.

7.° Il *Pichincha* (4748 m.), situato 18 km. a W-N-W. di Quito, ha forma di una grande muraglia surmontata da diverse cime, e due principali, cioè: il Rucu-Pichincha a N-E (fig. 80), che è una piramide massiccia senza cratere (domo *tipo Pelée*); e l'altra a S-W, detta Guagua-Pichincha, che presenta un vastissimo e profondo cratere diviso in due voragini da una scogliera di rocce. Questo cratere, che Remy nel 1856 e J. Orton nel 1867, trovarono allo stato di solfatara con depositi di solfo [2], dà, a lunghe intermittenze, eruzioni esplosive: quelle conosciute

---

(1) Rojas, *El Puracé*, 1870. — Boussingault, *Comp. Rend. Acad.*, 1874, p. 451.

(2) Remy, *Ascension du Pichincha*, Châlon 1858 e J. Orton, in *Amer. Jour. of Sc.*, t. 47. Questi due viaggiatori sono concordi nell'affermare che il cratere del Pichincha è profondissimo (circa 700 m.). Il secondo, che scese fino al fondo, trovò che nella parte ovest del fondo craterico si alzava un cono d'eruzione di 76 m. d'altezza, dal quale sfuggiva il vapore di numerose fumarole. — Wisse, *Exploration du volcan Rucu-Pichincha*, Rapp. di Boussingault, in *Comp. Rend. Acad.*, 1847, osservò che il cratere occidentale avea circa 450 m. di diametro, e che da molte fessure sfuggivano molti vapori con SO_2 e H_2S.

Perrey cita: F. C. Aguilar, *El Pichincha, memoria historica y cientifica*, Quito 1868.

avvennero nel 1538, nel 1566, nel 1577, nel 1580, nel 1639, nel 1660 e nel marzo 1868: in quest'ultima eruzione, le detonazioni del vulcano si sentivano fino a Quito (Perrey). La roccia è andesitica (v. pag. 244 anal. VIII).

8.° *Sincholagua* (5100 m.): è situato poche miglia a nord del Cotopaxi: ebbe un'eruzione nel 1660 (von Buch).

9.° *Carihuairazo* (5037 m.): nel 19 luglio 1698, la cima crollò ed eruttò grandi masse d'acqua, di fango (moya) e di pietre.

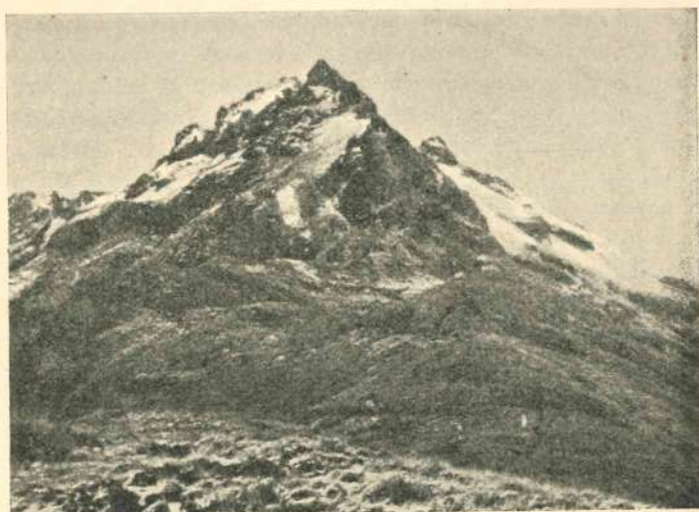



Fig. 80. — Pichincha: domo-piramide andesitica, vista da est, presso Quito. (Fot. N. A. Martinez).

Questo vulcano è unito, per mezzo d'una sella alta 4392 metri, al *Chimborazo* (spento), che è una gigantesca cupola vulcanica senza cratere, la quale si eleva a 6310 m. sul l. d. m.

10.° Il *Quirotoa* o *Quilotoa* (4010 m.) ha un grande cratere-lago alla cima: nel 1725, nel 1740 e nel 1859 presentò eruzioni di materiale piroclastico molto luminoso.

11.° *Antisana* (5870 m.): vulcano con magma acido poco scorrevole (daciti), che produce grandi lave di blocchi (Humboldt): nel 1590 e nel 1728 ebbe eruzioni, e nel marzo 1802 mandava colonne di fumo (Humboldt).

12.° *Cotopaxi* (5960 m.): è uno dei coni vulcanici più maestosi, notevole per la regolarità del profilo, non disturbato

da coni avventizî. Il pendìo, quale s'addice ai coni misti prevalentemente detritici, è piuttosto ripido, ma venne esagerato da Humboldt, come recentemente dimostrò il Whymper. La cima è leggermente troncata da un cratere di media grandezza. Nel 1880, aveva circa 602 m. di diametro N-S., 503 m. di diametro E-W. e 366 m. di profondità (Whymper). Sul fondo si apriva una bocca circolare, piena di materie ardenti e incandescenti, non però lava fusa. A intervalli regolari di mezz'ora a un'ora, lanciava con gran violenza colonne di fumo accompagnate da rumori, simili a quelli di lontane mareggiate. I prodotti recenti del Cotopaxi sono andesiti acide con 63-69 di acido silicico. Nei tempi moderni poderose correnti di lava a blocchi scesero dalla cima del monte. Spesso le eruzioni sono accompagnate della improvvisa fusione della neve, che dà luogo a torrenti di acqua fangosa più disastrosi delle correnti di lava. Nel gennaio 1803 tutta la neve della parte alta del monte fuse in una notte e poi si vide alzarsi sul cratere una colonna di fuoco. Nell'eruzione violentissima del giugno 1877 i boati del Cotopaxi si sentivano a 350 km. di distanza, e le valanghe di fango e di massi scesero dal monte con la velocità di 600 metri al minuto, sterminando interamente case e campagne che incontravano sul loro cammino. Altre eruzioni forti avvennero nel 1533, nel 1738, nel 1742 giugno 12 e nel 1744 novembre 30 (fortissime), nel 1746, nel 1750 settembre, nel 1768 (immensa quantità di cenere), nel giugno 1851, nel 1868-1869, nel 1883, nel luglio 1885 (« Nature » agosto 20, settembre 3). Tra il 1851 e il 1867 il Cotopaxi perdurò quasi sempre in moderata attività esplosiva (vulcaniana); per esempio, dice Remy, che nell'ottobre 1856, mentre si trovava alla cima del Pichincha, le sue orecchie erano « sans cesse frappées par le fracas des explosions du Cotopaxi... »; e nel settembre 1854, le esplosioni erano così forti che il rombare si sentiva fino a Quito (Perrey).

13.° *Tunguragua* (4927 m.): per 4000 m. di altezza formato interamente da materie vulcaniche: ebbe forti eruzioni nel 1640, nel 1644, nel 1757, nel 1780-1781 (Stübel), nel 1797 [1], nel gennaio 1886.

---

[1] Il cratere del Tunguragua, che dal 1791 al 1797 aveva dato segni d'attività con frequenti boati, in coincidenza col gran terremoto di Riobamba (4 febbraio 1797) rimase perfettamente tranquillo, ma si spaccò il suolo in diverse parti alla base del monte sgor-

14.° *Imbaburu:* ebbe un'eruzione di fango nel 1691.

I vulcani 13 e 14 e il Ruminavi (spento) sono situati tra le due grandi catene delle Cordilliere.

15.° *Sangay* (5323 m.): è il solo vulcano che si trovi alla base del versante orientale delle Cordilliere, nel bacino delle Amazzoni; l'ultimo, verso sud, del gruppo di Quito. Ebbe eruzioni forti nel 1728 e nel 1742; nei tempi moderni è in permanente attività moderata esplosiva (pag. 94).

Lo Spruce [1] enumera sei vulcani attivi, oltre il Cotopaxi, nelle Ande orientali di Quito tra 0°.40′ e 1°.33′ lat. S., e sono: il vulcano de Los Mulatos, il vulcano de Las Margasitas, il Zunchu-urcu, il vulcano detto Las Siete Bocas, infine il gran vulcan de Topo.

VULCANI DEL PERÙ E BOLIVIA. — A sud del Sangay, per circa 1500 km. (tra 2° e 16° lat. S.), le Ande sono prive di vulcani; poi, tra 16° e 24° lat. sud, c'è un buon numero di vulcani attivi o spenti, che formano il gruppo Perù-Boliviano.

Appartengono a questo gruppo i seguenti vulcani:

1.° *Misti* o vulcano di Arequipa (6005 m.): è un vulcano trachitico, esplosivo, a lunghe intermittenze: ebbe eruzioni forti nel 1784, nell'agosto 1830 e nel settembre 1869.

2.° *Uvinas* o *Ubinas*: nel secolo XVI lanciò un'immensa quantità di cenere fino ad Arequipa; poi, dopo 300 anni di riposo, ebbe altra eruzione esplosiva fortissima accompagnata da terremoti il 28 maggio 1867.

3.° *Omate:* ebbe una violenta eruzione nel 1667 (Scrope).

4.° *Gualatieri* o *Sahama:* raggiunge 6415 m. di altezza, perchè sorge sopra un altipiano di grès ricchi di depositi cupriferi, ma la parte vulcanica è solo di 1500 m. circa: è vulcano quiescente [2].

5.° *Isluga:* ebbe un'eruzione nell'agosto 1863.

6.° *Lascar* o *Illascar:* ebbe una forte eruzione nel 1848, e nel 1854 fumava ancora (Perrey).

---

gando smisurati torrenti di fango (von Hoff). — M. Spruce visitò il Tunguragua (novembre 1857) e lo trovò allo stato di solfatara molto attiva: egli ricorda che il 23 aprile 1773 questo vulcano ebbe una forte eruzione lavica e dice che nell'ottobre e novembre 1859 faceva sentire boati (Perrey).

[1] SPRUCE, in *Jour. of the R. Geogr. Soc.*, an. 1861.

[2] Comunemente non è annoverato tra i vulcani attivi; ma il Landgrebe scrive che: « Fast stets steigen Rauch- und Dampfsäulen aus ihm empor ».

7.° *Llullaillaco:* è situato tra 24° e 25° lat. sud, ed è uno degli ultimi vulcani della serie Perù-boliviana: verso il 1854, fumava (Philippi).

8.° *Cerro de Azufre* (5680 m.): è in attività solfatarica (R. Hauthal). Vicino c'è il Cerro de las aguas Calientes (5300 metri), e parecchi altri vulcani spenti, che, insieme ai n. 6, 7 e 8, formano il distretto vulcanico di Antofagasta, il quale geograficamente si trova nel Chile sett., ma geologicamente appartiene al gruppo Perù-boliviano; poichè tra i vulcani di Antofagasta e quelli del Chile centrale, c'è una interruzione di oltre 600 km., dove le Ande mancano di vulcani.

CHILE CENTRALE E MERIDIONALE. — Divideremo i vulcani del gruppo chileno in due sottogruppi, cioè: *a)* centrale o di Santiago; *b)* meridionale o di Valdivia; complessivamente il gruppo chileno comprende circa 30 vulcani, dei quali 15 sono attivi.

a) *Sottogruppo di Santiago.*

1.° *Vulcano di Coquimbo* (a 30°.5′ lat. sud), chiamato anche « El volcan relampaga »; poichè pare si sieno visti frequentemente chiarori fugaci di materie incandescenti (Feuermasse) alla sua cima (Landgrebe).

2.° *St. Vincente:* ebbe un'eruzione il 12 gennaio 1873 (Fuchs).

3.° *Vulcano di Maipo* o *Maipù* (5300 m.): era attivo nel 1822 e lanciò molta cenere nel 1° marzo 1826.

4.° *Rancagua* (a 34.°10′ lat. S.): ebbe eruzioni storiche, e spesso, nell'oscurità, si vedono chiarori alla sua cima (Landgrebe). Stübel lo chiama *Tinguiririca.*

5.° *Peteroa* (4000 m.), a 35°.15′ lat. S.; presentò una grande eruzione laterale nel dicembre 1762; si formò un nuovo cratere e si aprì una fessura nel suolo di parecchie miglia di lunghezza: si rimise in attività dopo il grande terremoto della Concezione del 20 febbraio 1835.

6.° *Pomahuida,* a 36° lat. S. circa; ebbe un'eruzione forte nel 1823, e altre deboli nel 1827 e 1828 (Landgrebe). Vicino c'è il vulcano spento Descabezado.

7.° *Tupungato* (6770 m.), che nel 1889-1860 fu visto man-

dare colonne di fumo [1]. Le lave sono andesiti augitiche passanti a basalte.

8.° *Vulcano di Chillan*, (2879 m.), a 36°.5' lat. sud [2]; ebbe una grande eruzione laterale lavica ed esplosiva (tipo etneo) cominciata il 2 agosto 1861 e continuata fino al febbraio 1862; un'altra eruzione laterale, non meno forte, cominciò alla fine del novembre 1864 e continuò per parecchi mesi.

b) *Sottogruppo di Valdivia.*

9.° *Antuco* (5800 m.): è situato in posizione elevata, sul versante occidentale delle Ande, 130 km. circa a sud del Chillian. Le lave moderne (andesiti?) sono ricche di olivina; presenta un gran cono con 15°-20° di pendenza, sormontato da un cono terminale di 30°-35°; al punto di congiunzione, esiste un plateau circolare, largo appena 150 m., somigliante al piano del Lago dell'Etna. Presenta correnti di lave recenti, sgorgate da bocche laterali, che scendono fino alla base del gran cono; ma da molto tempo l'attività è solo esplosiva (tipo stromboliano). Poepping nel 1828 e Domeyko nel 1848 [3] osservarono esplosioni moderate succedentesi ogni 5-10 minuti d'intervallo, ma ogni tanto (per es. una volta in 5 mesi nel 1848) avviene qualche esplosione violentissima; un'eruzione forte avvenne nel 1820 e terminò con lo sgorgo d'un torrente d'acqua: ebbe pure un'eruzione nel 1863 (Perrey). Pissis, nel 1864, vi raccolse molto HCl.

10.° *Vulcano di Villarica* (2865 m.): si trova circa 200 km. più a sud di quello d'Antuco; ordinariamente è allo stato di solfatara (R. Hauthal): ebbe eruzioni forti nel 1640 e nel 1869.

11.° *Il Calbuco* [4] (2250 m.) è situato sul versante occidentale delle Ande: i prodotti recenti sono andesitici: di solito è allo stato di solfatara: ebbe eruzioni esplosive molto prolungate (tipo vulcaniano) nel 1893 (pag. 140).

---

(1) MORICKE W., *Ist der Cerro del Tupungato ein Vulcan?*, in *Peterm. Geogr. Mitth.*, 1894.

(2) Hauthal chiama questo vulcano « Gruppe des Payen » e dice che è alto 3600 m. Per l'eruzione del 1861-64, vedi PISSIS, in *Compt. Rend. Acad. Sc.*, 1862 e 1865 e PERREY, *Note sur les trembl. en 1861 et en 1864.*

(3) J. DOMEYKO, *Volcan d'Antuco*, in *Ann. des Mines*, 1848. — PISSIS nel *C. R. Acad. Sc.*, an. 1864.

(4) FISCHER, *Erupcion del vulcano Calbuco*, Santiago 1893.

12.° *Osorno* o *Pisé* o vulcano di Llanquihue [1]: è vicino al precedente e nel 1852, quando venne visitato da Philippi, era allo stato di solfatara: ebbe eruzioni nel 1835, nel 1855 e nel 1869 e ne aveva avute altre in epoca più antica (Philippi).

13.° *Corcorado:* secondo Landgrebe, ebbe un'eruzione nel novembre 1835, contemporaneamente all'Osorno.

14.° Il *Minchinmadavi* (42°.45′ lat. S.) fu in eruzione nel febbraio e nel marzo del 1835 (Landgrebe).

15.° Del *Llogel* o *Logol* (Quehupillan) si conosce una sola eruzione esplosiva, ma molto violenta, avvenuta nel giugno 1872 (Fuchs).

16.° *Vulcano sottomarino* tra Valparaiso e l'isola Juan Fernandez, fece eruzione nel 1836 (pag. 268).

La zona vulcanica del Chile si prolunga a sud nella Patagonia, ma solo con vulcani spenti, Stübel ne indica tre, cioè: il vulcano di Fitzroy, il Chalten e l'Apaco.

7.° Vulcani insulari dell'Atlantico.

Nel bacino dell'Atlantico presentano vulcani attivi le Piccole Antille, l'Islanda e l'isola Jan Mayen, le Azzorre, le Canarie e le Capoverdi.

VULCANI DELLE PICCOLE ANTILLE [2]. — I crateri delle P. Antille, che sono le sentinelle avanzate del vulcanismo centroamericano, formano un grande arco vulcanico, che chiude ad est il mediterraneo caribico, limitato ad ovest da un altro arco vulcanico molto più ampio risultante dai crateri del Costarica, del Nicaragua e del Salvador.

I vulcani delle Antille presentano eruzioni a lunghissime intermittenze prevalentemente esplosive.

Procedendo da sud a nord, le isole contenenti vulcani attivi o quiescenti sono: S. Vincenzo, S. Lucia, la Martinica, la Dominica, la Guadalupa e S. Cristoforo.

---

[1] PHILIPPI, *Expedicion al volcan Osorno*, an. 1852.

[2] ANDERSON, *An account of Morne Garou* (St. Vincent), in *Phil. Trans*, London 1875, St. Deville, *Op. cit.* — G. MERCALLI, *Le antiche eruzioni della montagna Pelée*, Milano 1902. — ANDERSON and FLETT, *Op. cit.* — A. LACROIX, *Op. cit.* In quest'ultima opera si troverà una bibliografia completa sul vulcanismo delle Antille.

1.° *San Vincenzo:* il vulcano attivo, chiamato la Soufrière, occupa la parte nord dell'isola: esso ha la forma del Somma-Vesuvio; il recinto, demolito a sud, s'innalza verso nord a 1234 metri sul livello del mare; il gran cono interno (1004 m.) presenta un cratere centrale principale e un cratere eccentrico, verso N-E. (eruzione 1812). Nei tempi moderni, la Soufrière fu in eruzione nel 6-7 marzo 1718 (poco nota), nel marzo-aprile 1812 (molto forte), nel gennaio 1814 (debole), nel 1902-1903 (violentissime): nelle due eruzioni 1812 e 1902 copiosa cenere venne portata fino alle Barbados situate ad est: il che significa che il pino vulcanico raggiungeva, con la sua grande altezza, i venti superiori (controalisei di W-S-W.): in queste eruzioni i danni maggiori furono prodotti da valanghe di detriti ardenti e da torrenti fangosi (vedi pag. 198).

Nel 1902, l'eruzione uccise 1565 persone. I prodotti erano andesiti neutre con 56,81 % di silice.

2.° *Santa Lucia:* possiede un cratere (Soufrière di Qualibou) allo stato di solfatara: Humboldt ricorda, come dubbia, una piccola eruzione esplosiva del 1766.

3.° *La montagna Pelée* della Martinica è un vulcano andesitico, le cui lave moderne contengono il 61,88 % di silice: ebbe eruzioni deboli o mediocri nel 1792 e nel 1851 e violentissime nel 1902-1903. Queste ultime, da me già descritte (pagina 48 e 200), cagionarono la morte di circa 30.000 persone con la totale distruzione di molti paesi e della città di S. Pierre. Cause di questi disastri furono: torrenti fangosi, grandi valanghe di detriti e blocchi ardenti, accompagnati da una smisurata quantità di vapori, violentissime esplosioni inclinate (30 agosto 1902). La montagna guadagnò notevolmente in altezza, per la formazione d'un gran domo-obelisco nell'interno del cratere.

4.° Nella *Dominica*, esistono diverse solfatare molto attive e un *lago bollente*, le cui acque, agitate dallo sprigionarsi di acido solfidrico e altre materie gassose, si sollevano spesso fino a due metri d'altezza; una eruzione esplosiva, con dejezione di molta cenere, avvenne nel gennaio 1880 [1].

---

[1] In un giornale di Napoli del 1° nov. 1765 trovo una corrispondenza da Leiden, in data 4 ottobre, nella quale si dice: « Viene scritto dalla Dominica che dopo i fieri terremoti che avevano sofferto quegli abitanti erano anche stati *molestati da sulfurei vapori* ».

5.° *La Solfatara della Guadalupa* (1484 m.) si trova nella parte S. W. dell'isola omonima; presenta un vasto cratere, nel cui interno si alza un domo irregolare, terminato con due punte (fig. 81). La roccia è una labradorite con 55,75 % di silice. Il cratere ordinariamente è allo stato di solfatara (pag. 92); ma a

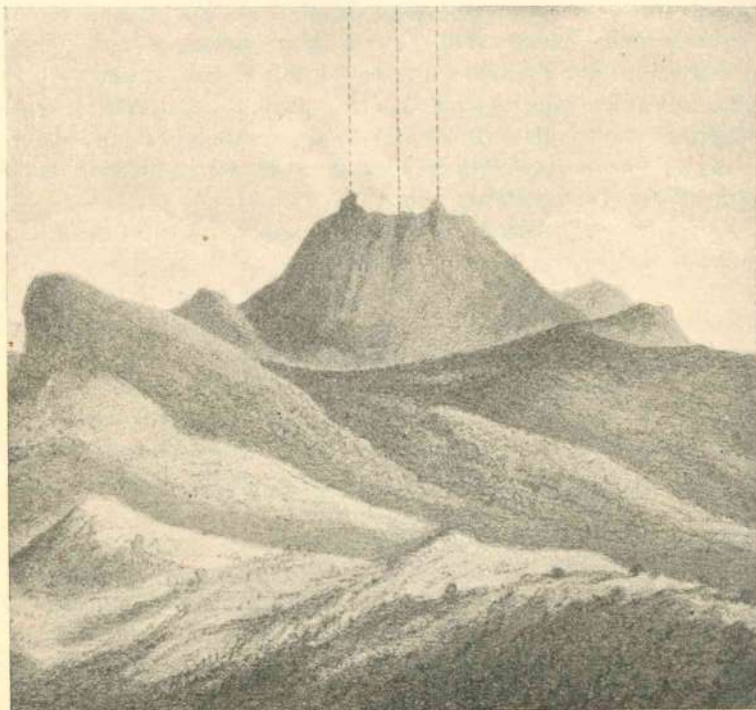



Fig. 81. — La Soufrière (Guadeloupe) vista dal monte St. Louis: 1, Solfatara; 2, Piton Saussure; 3, Piton Dolomieu (da S. C. Deville).

lunghi intervalli ebbe eruzioni esplosive; una verso il 1696 (Lacroix), altra più forte nel settembre 1797 con replica minore nel 26 aprile 1798; piccole esplosioni avvennero nel 1812; esplosioni molto più forti nel dicembre 1837 e un'eruzione fangosa nel febbraio 1838. Von Hoff registra pure projezioni di materie infuocate durante un terremoto del febbraio 1802.

6.° *San Cristoforo:* possiede un cratere ora occupato da

un lago; ebbe una forte eruzione nel giugno 1692, la quale fece cessare i terremoti che da lungo tempo si ripetevano.

Anche le isole *Montserrat* e *Nevis*, situate tra S. Cristoforo e la Guadalupa, pare abbiano la loro solfatara.

Infine mi sembra naturale di considerare come connesso al vulcanismo delle Antille, il vulcano sottomarino, che fu in eruzione nel 1837-38 [1], presso il gran Banco di Bahama, situato a nord delle Grandi Antille; e quello che, sempre più a nord, presso la costa della Florida, diede luogo alla formazione d'una isola nuova nel 1866, come riferisce il Perrey, sulla fede del *Nautical Magazine* (Num. Dec. 1866).

Isole Jan Mayen. — Contengono *due vulcani* attivi: uno, chiamato *Esk*, nell'isola principale, era in attività nell'aprile 1818, e ogni 5 minuti projettava ceneri fino a 1500 m. d'altezza; l'altro in un'isoletta, chiamata Birds Islands o Egg, ebbe eruzioni nel 1633-34 (Scoresby in von Hoff).

VULCANI D'ISLANDA [2]. — Quest'isola, che ha 104 mila chilometri quadrati di superficie, è interamente formata da rocce vulcaniche recenti cioè terziarie e posterziarie. Secondo Bréon, le rocce più antiche, che costituiscono il massiccio dell'isola, sono doleriti e basalti; succedettero andesiti acide, vere rioliti con quarzo bipiramidato, e obsidiane contenenti il 75.77 % di acido silicico; infine il magma si fece un'altra volta basico, poichè tutte le grandi lave storiche sono basaltiche, e i tufi moderni sono palagonitici.

Ho già indicato il carattere speciale delle eruzioni d'Islanda (pag. 38). Sono in generale vulcani senza condotto centrale; e perciò è spesso incerta la identificazione della eruzione; poichè non esiste una montagna vulcanica a cui riferirle. Per esempio il Thoroddsen fa notare che talune eruzioni riferite comunemente

---

(1) FUCHS cita *Jahrb. f. Min.*, 1840, p. 486.

(2) DE TROIL, *Lettres sur l'Islanda*, trad. dallo Svedese, Paris 1781. — TH. KJERULF, *Island's vulcanlinie*, trad. del Norvegiese da A. Gurlt. in *Zs. d. d. Geol. Gesell.*, Berlin 1876. — THORODDSEN, *An Account of Volcanic Eruptions and Earthquakes in Iceland*, etc., in *The Geol. Magaz.*, an. 1880. — Lo stesso, *Oversigt over de islandska vulkaner hist.*, trad. in inglese nel *Smiths. Report* del 1885. — R. BRÉON, *Notes pour servir a l'étude de la géologie de l'Islande et des îles Färoer*, Paris 1884. — HELLAND, *Lakis Kratere*, Kristiania 1886. — Visitarono pure l'Islanda e scrissero sopra i suoi vulcani: Pallas (1802-803), Makensie (1810), Krug von Nidda (1833), Robert (1835-36), Des Cloizeaux (1845), Sartorius (1846), Bunsen (1847), Zirkel (1860).

all'Hekla, ovvero al Vatnajökull non avvennero propriamente in questi vulcani, ma nei deserti di lava o nelle serie di coni esistenti nei loro dintorni.

Il Thoroddsen registra circa 90 eruzioni storiche avvenute in Islanda e le distribuisce in 22 centri o spaccature eruttive, ma poi soggiunge che vi è un numero enorme di vulcani estinti e che specialmente nei dintorni di Myvatn, si ha l'impressione di avere sott'occhi la mappa della superficie lunare.

Le eruzioni storiche avvennero specialmente nella parte S. SE. e NE. dell'isola. Per il numero dei vulcani l'Islanda è inferiore a Giava, ma per la grandiosità dei trabocchi lavici è di molto superiore (1). Mancano nell'Islanda vulcani in attività permanente, e mancano gli edifici vulcanici regolari e molto alti. L'Oraefa, che è uno dei pochi vulcani islandesi attivi a condotto centrale, si alza a 1904 m., ed è la cima più alta dell'isola.

Le eruzioni islandesi sono spesso accompagnate da formazioni di sorgenti termali e di geysers nuovi e dalla scomparsa di quelli già esistenti; infine da grandi torrenti fangosi prodotti dallo sgelo improvviso dei ghiacci e delle nevi.

Tracciando il parallelo (65° circa) che divide l'Islanda in due metà, nord e sud, quindici vulcani attivi rimangono nella parte sud ed altri sette nel quadrante di Nord-est. Non avvennero eruzioni storiche nel quadrante di Nord-ovest e nella parte più orientale dell'Islanda.

Nella descrizione dei centri eruttivi, procederemo da SO, verso NE.

1.° L'*Elborg*, che ebbe un'eruzione verso il 950, è il vulcano attivo d'Islanda più occidentale, poichè lo Swefellness situato 50 km. più ad ovest cessò di essere attivo dal principio dei tempi storici.

2.° *Reykjanes:* nella penisola di questo nome, situata all'estremità sud-ovest dell'isola, il Thoroddsen osservò un sistema di numerose fratture, sulle quali sono allineate parecchie centinaia di crateri. In mare, presso il capo Reykjanes, avvennero

(1) Basti ricordare che nella parte centrale-orientale dell'isola, tra il Vatna-Jokull e il lago Myvatn, c' è il grande deserto di lave (detto *Odada-hraun*) di circa 4400 km² di estensione, interamente costituito da lave antistoriche, ma ancora assolutamente prive di vegetazione. Alla periferia di questa regione esistono pure grandi coni di lave del tipo hawaiano, ora spenti (pag. 54).

molte eruzioni da me già ricordate (pag. 267). Perciò una serie di scogli ed isole, che si trovano a SW. di detto capo, si chiamano Eld-eyjar che significa « isole del fuoco ».

3.° Il *Trölladyngjur* ebbe eruzioni negli anni 1181 (accompagnate da terremoti disastrosi), 1188, 1340, 1360, 1389-90. Alcune di queste eruzioni furono erroneamente riferite a un altro vulcano dello stesso nome, situato alla parte NE. dell'isola.

4.° Il *Turrárhraun* si trova a NE. del precedente, ebbe una grande eruzione lavica nel 1000, la quale, secondo Kjerulf, avvenne presso Oelfuss a SW. del lago Thingvalla.

5.° L'*Hekla* (1560 m.) è situato circa 150 km. ad ESE. del lago Thingvalla, a 63°.59′ lat. nord e 52°.19′ long. WGr. Come già dissi sopra, forma una cresta allungata SW-NE. (pagina 38) e non ha cratere stabile. Per esempio, nel 1839 Steenstrup non trovò nessun cratere, invece Schythe, nel 1845 (dopo un'eruzione), osservò spaccature aperte e lungo esse cinque crateri posti vicino l'uno all'altro. È un vulcano esplosivo ed effusivo il più attivo d'Islanda. Le sue eruzioni avvennero alle seguenti date: 1114 (quell'inverno è ricordato per la gran quantità di cenere « sand-fall-wintu »); 1157 (con violenti terremoti) 1206-1207-1222, 1294, 1300 luglio 13 (violentissima esplosiva), 1341, 1389-90, 1436, (diciotto villaggi distrutti), 1510 (molte persone uccise dalle pietre lanciate), 1578, 1597 (violentissima cominciò in gennaio), 1619-1636 (si aprirono tredici crateri esplodenti), 1693 (quattro crateri), 1766 (violentissima durò dal 4 aprile al 7 settembre), 1845 (durò 7 mesi con grandi esplosioni e copioso efflusso lavico). Altre eruzioni (del 1554, del 1728, del 1754 e del 1878) avvennero nelle vicinanze dell'Hekla.

Il Thoroddsen non registra altre eruzioni: ma i lunghi riposi dell'Hekla non sono sempre completi; poichè trovo che De Troil (il quale salì il vulcano nel settembre 1772) afferma, nel modo più esplicito, che l'Hekla gettò materie incandescenti nel dicembre 1771 e nel 5 e 6 settembre 1772.

6.° *Randhu Kambar* (cioè « creste rosse »): situato poco più a nord dell'Hekla: nel 1343 presentò una grande eruzione, per la quale undici villaggi furono completamente distrutti.

7.° *Eyjafjallajökul:* si trova nella parte più meridionale dell'isola presso il gruppo di ghiacciai detto Myrdals-jökull: ebbe eruzioni nel 1612 e 1821.

8.° *Katla* o *Koetlugja*: situato a 60 km. a sud-est dell'Hekla, più verso il mare: le sue eruzioni furono frequenti poco meno di quelle dell'Hekla, e, nei tempi storici, tutte esplosive, ma violentissime: esse avvennero negli anni: 900 circa (distruzione di molti villaggi), 934, 1245, 1262, 1311 (i dintorni devastati), 1416, 1580 (molte campagne distrutte), 1625 (la cenere arriva fino a Bergen in Norvegia), 1660 e 1721 (ambedue violentissime), 1755 (distruzione di 50 villaggi), 1823, 1860 (pag. 38).

9.° Il *Varmárdalr* è formato da una serie di crateri a nord-est del Myrdals-jökul, presso il fiume Skapta. Quivi da una spaccatura traboccò, nel 1783, un'enorme quantità di lava: questa spaccatura attraversò il monte Laki, come già dissi nel Cap. I (pag. 37): altra eruzione avvenne nel 1823.

Tra il Katla e l'Oraefa, il Thoroddsen segna l'esistenza di tre centri eruttivi (N.ri 10, 11 e 12) cioè:

10.° Il *Sidhujökull,* che ebbe eruzioni nel 1389 e nel 1753 (da altri riferita allo Skaptar).

11.° Il *Grimsvötn*, che presentò eruzioni nel 1598, nel 1685 e nel 1716.

12.° Il *Skeidharàrjökull,* che ebbe eruzioni nel 1681, nel 1725, nel 1727, nel 1774 e nel 1784.

13.° *Oraefajökull* (pag. 368): è situato poco lungi dal mare nella parte sud-est dell'isola a mezzogiorno del Vatna-jökull: le sue principali eruzioni avvennero nel 1341, nel 1362, nel 1598 e nel 1725. Il Perrey registra un'eruzione dell'Oraefa al maggio 1861 preceduta dalla emissione di un'enorme quantità di vapori solforosi (acido solfidrico?).

14.° Eruzioni dei *deserti del Vatna-jökull:* avvennero nel 1225, nel 1332, nel 1477 (violentissima), nel 1638, nel 1862. Il Perrey, dietro informazioni del medico Le Grain, attribuì erroneamente l'eruzione del 1862 al Trölladyngjur.

Il Kjerulf registra tre eruzioni a nord del Vatna-jökull negli anni 1864, 1872 e 1873. Un'altra eruzione, presso il Vatna, avvenne nel novembre 1883 (« Nature »).

15.° Il *Kverkfjöll* si trova al confine nord del Vatnajökull: ebbe eruzioni nel 1717 (pioggia di cenere che reca grandi danni), nel 1867 e nel 1873.

16.° *Dyngjufjöll* o vulcano di *Askja:* situato verso il centro del gran deserto di lava detto Odadahraun: sulle alture, che circondano una grande area sprofondata piena di acqua

calda, nel 1875, si aprirono crateri d'esplosione, che lanciarono enormi quantità di materiale detritico: l'eruzione cominciò nel gennaio ma le esplosioni formidabili avvennero nel marzo, e allora la cenere giunse fino in Svezia e Norvegia.

17.° *Sveinagja:* è una località al limite orientale del deserto di Odadahraun, dove, nel 1875, lungo una spaccatura diretta NS., si formò una serie di crateri e sgorgò gran copia di lava (circa 276 milioni di m^3): l'eruzione cominciò alla metà di febbraio e continuò fino alla fine dell'anno.

18.° *Krafla* o *Krabla:* questo vulcano formato da tufo palagonitico (pag. 37) e da una lava trachitica molto acida (col 75 °/₀ di silice), si trova nella parte nord-est dell'isola, vicino al lago Myvatn; si credeva estinto, ma nel maggio 1724 si rimise in attività con una eruzione esplosiva violentissima; perdurò in attività fino al 1730, poi restò di nuovo in riposo fino al presente.

19.° *Leirhnùkr:* è vicino al Krafla: ebbe quattro eruzioni, a brevi intervalli, negli anni 1725, 1727, (gennaio 11) 1728 (aprile 18) e 1729 con due grandi efflussi lavici che distrussero Reykjahlid ed altri paesi situati ad est del lago Myvatn.

Tre altri vulcani, pure situati non lungi dal lago Myvatn, si rimisero in attività negli anni 1725-28. Essi sono:

20.° Il *Hrossadalr:* presentò un'eruzione cominciata il 18 aprile 1828 (contemporaneamente al Leirhnukr).

21.° Il *Bjarnarflag:* ebbe eruzioni il 19 aprile 1725 e il 18 aprile 1728.

22.° Il *Dalfjall* è situato a sud del lago Myvatn: da un cratere, situato sul suo fianco est, avvenne un gran trabocco di lava cominciato il 20 aprile 1828.

Vulcani delle Azzorre [1]. — Le isole Azzorre sono tutte vulcaniche e presentano 5 vulcani attivi insulari e diversi (almeno 3) vulcani sottomarini (pag. 266).

Le isole S. Maria, Graciosa, Corvo e Flores presentano crateri riconoscibili, ma nessuno attivo [2]. Le eruzioni moderne

---

[1] F. Fouqué, *San Jorge et ses éruptions*, in *Revue Sc.*, Juin 1873.
A. Guiod, *Documents sur les trembl. de terre et les éruptions aux Azores*, ms. 1863, presso la Soc. Nap. di Storia Patria. — A. Perrey, *Doc. sur les trembl. de terre et les éruptions vol. dans le bassin de l'Océan Atlantique*, Dijon 1847.

[2] Solo S.ta Maria non è totalmente vulcanica, ma presenta scisti e calcari ricoperti da basalti.

diedero lave copiose di natura basaltica, accompagnate da violentissime esplosioni di ceneri. I vulcani attivi sono i seguenti:

1.° Nella parte occidentale dell'isola *S. Miguel*, avvennero eruzioni negli anni: 1432-34 (von Hoff), 1522, 1563, 1630 (1), 1652 (Perrey).

2.° Nell'isola *Terceira*, una forte eruzione lavica dell'aprile 1761, preceduta da violenti terremoti, produsse per 8 giorni « nuages épais de sable et cendres » che colpirono tutta l'isola (Guiod).

3.° L'isola *Pico* contiene un vulcano con condotto centrale, chiamato Pico alto (circa 2300 m.): ebbe eruzioni nel 1572, con lava verso est, e altre nel 1718 e nel 1720 (von Hoff).

4.° Isola *Fayal:* nel 13 aprile 1672 vi fu forte terremoto; poi, nel giorno 18, eruzione lavica (Guiod).

5.° *San Giorgio:* è un'isola lunga 50 km. e larga appena 4-5 km., interamente formata da prodotti basaltici, ma senza vulcano a condotto centrale (pag. 39). Nel 1580 e nel 1808 avvennero due eruzioni — spaccatura. Le lave fluidissime sgorgarono da diversi punti lontani tra loro parecchi chilometri; e, dopo l'efflusso lavico, uscirono con gran violenza masse enormi di ceneri e di vapori (nuées ardents) con gas deleterii, soffocanti, che fecero perire, nel 1580, 15 persone, e nel 1808, circa 30.

6°, 7° e 8°. Un vulcano sottomarino, presso S. Giorgio, fece eruzione nel 1787 e nel 1880-81 (Fuchs); un altro, presso Terceira, nel 1719-20 e nel 1867; e un terzo, presso S. Miguel, fece eruzioni nel 1636, nel 1638 e nel 1811 (pag. 267).

L'isola di *Madera*, situata tra le Azzorre e le Canarie, è pure di origine vulcanica, essendo formata di lave antiche di natura trachitica e di lave moderne basaltiche, più abbondanti. Vi sono anche parecchi coni di tufo, due dei quali d'apparenza recente, ma spenti.

Vulcani delle Canarie (2). — Le Canarie, o isole Fortunate, divenute tanto famose per gli studi di L. von Buch, formano un grande circo vulcanico di circa 440 km., dove, da est a ovest, si succedono: Lanzarote, Fuertaventura, Gran Ca-

1) Guiod dice che, a S. Miguel, il 1633 è ricordato come anno « della cenere », perchè nel luglio tutta l'isola restò per tre giorni nelle tenebre. La data è incerta tra il 1628 e e il 1638.

(2) L. von Buch, *Op. cit.* — C. St. Claire Deville, *Voy. géologique aux Antilles et aux îles de Téneriffe et de Fogo*, Paris.

naria, Tenerifa, Gomera, Palma e Hierro. Sono tutte di origine vulcanica, ma di esse solo tre diedero eruzioni in tempi storici.

1.° *Lanzarote:* presentò grandi eruzioni di spaccatura (laviche ed esplosive) dal 1730 al 1736, e altre meno violenti ma pure forti nel 1824 (vedi pag. 39).

2.° *Tenerifa:* è costituita da un nucleo di rocce basaltiche, sulle quali si formò in epoca più recente un vasto recinto craterico — un Somma — di 2710 m. di altezza, nel cui interno si alzò concentricamente un gran cono molto regolare, chiamato *Picco di Teyde* (3760 m.) con piccolo cratere terminale; ed eccentricamente un altro cono vulcanico, poco meno elevato (3137 m.), detto *m. di Chahorra*, alla cui cima si apre un cratere più grande. Tanto il recinto come i due grandi coni interni sono formati da andesiti, obsidiane e pomici contenenti circa il 61 °/₀ di silice. Il Picco di Teyde finisce con un piccolo cono terminale molto ripido (36°), chiamato *Pan di Zucchero*, ricoperto da strati di pomici. Una depressione, detta Cañada, divide il gran cono interno dalle pareti dirupate del recinto. Le eruzioni di Tenerifa, ricordate dalla storia, avvennero nel 1430, nel 1505, nel dicembre 1704-gennaio 1705, nel maggio 1706, nel 1786 e nel 1798: furono laviche ed eccentriche; quelle del 1704-1706 aprirono nuove bocche alla base del gran cono di Teyde, emettendo correnti di basalte; invece le lave del 1798 partirono dal m. Chahorra ed erano andesitiche. Il cratere terminale del Teyde restò sempre allo stato di solfatara.

3.° *Is. di Palma:* la formazione dalla grande *Caldera*, per cui quest'isola è famosa (pag. 69) rimonta ai tempi antistorici: nei tempi moderni avvennero eruzioni effusive basaltiche (ricche d'olivina), seguìte da violentissime esplosioni vulcaniane: se ne ricorda una del 18 aprile 1585 [1], e altra del 13 novembre 1677: in ambedue le bocche d'efflusso si aprirono all'esterno della Caldera, e le lave arrivarono fino al mare. Humboldt ricorda pure un'eruzione simile del 13 novembre 1647.

VULCANI DELL'ISOLE CAPOVERDI [2]. — Queste isole sono quasi tutte di origine eruttiva, ma una sola contiene un vulcano

---

[1] Von Hoff registra per l'isola Palma un'altra eruzione del 15 aprile 1558; ma io dubito che le due eruzioni del 1558 e del 1585 si identifichino.

[2] Ch. S. C. DEVILLE, *Op. cit.*, e C. DOELTER, *Op. cit.*,

attivo, ed è l'isola del Fogo, che già ho menzionata come uno dei vulcani a recinto più tipici e più regolari della Terra (pag. 67). La sua rassomiglianza col Somma-Vesuvio è completa perfino nei più minuti particolari, ma il suo aspetto è assai più maestoso, poichè il Pico del Fogo ha un'altezza di 2790 m. ossia doppia di quella del Gran cono vesuviano. Tanto il recinto come il Pico del Fogo sono costituiti da prodotti basaltici, e le sue eruzioni sono laviche ed esplosive, per lo più laterali (tipo Etneo). Deville registra le seguenti eruzioni: 1564, 1596, 1604, 1680 (lavica) 1689, 1093, 1695, 1699 (attività esplosiva terminale), 1713 e 1721-25 (idem), 1769 (lavica), 1785, 1799, 1847 (tutte tre laviche laterali simili a quelle dell'Etna) (¹).

Nell'Atlantico australe sono vulcaniche le isole dell'Ascensione, di S. Elena, di Tristan da Cunha, di Gough o Diego Alvarez e di Bonnet, ma nessuna di esse contiene vulcani attivi o quiescenti (²).

Invece il vulcanismo pare in piena attività in mezzo all'Atlantico, presso la linea equatoriale. Infatti in questa regione sono assai frequenti e violenti i terremoti sottomarini di origine locale, dovuti, con tutta probabilità, a tentativi falliti di eruzione o a travasi di magma nelle profondità dell'oceano. In tre punti si osservarono in epoca recente eruzioni sottomarine e sono i seguenti: 0^0 lat. e $15\,^1/_2$ long. WGr.; a 4^0 20′ lat. N. e 21^0 45′ long. W., infine a 7^0 lat. N. e 21^0 50′ long. W. (Rudolph) e già ho menzionato alcune di queste eruzioni (pag. 268).

Forse a questa zona di vulcani equatoriali appartengono le isolette vulcaniche (spente) Fernando da Noronha situate a 3^0.50′ lat. sud, non molto lontano dal capo S. Rocco (America meridionale).

8.° Riepilogo.

Numero dei vulcani attivi. — Dalla precedente rassegna dei vulcani attivi del Globo, risulta che essi sono 415, dei

(¹) Omboni Tito, *Viaggi nell'Africa occidentale*, Milano 1847, p. 35, scrive che nell'isola del Fogo, nel 1795, per sei mesi prima dell'eruzione sentissi un continuo terremoto, e il fumo ingombrava tutta l'isola, e che nel 1828 il vulcano eruttò ancora con tanta violenza che coperse di cenere l'isola Brava e perfino quella di S. Jago. Von Hoff registra un'eruzione all'aprile 1757.

(²) S. V. Pirsson, *Note of some vulcanic rocks from Gough's Island*, in *Amer. Jour. of Sc.* 1893.

ELENCO RIASSUNTIVO dei Vulcani attivi terrestri	A	B	C
Italia e Grecia (Zona vulcanica mediterranea)	8	3	11
Asia continentale (occidentale e centrale) .	3	8	11
Vulcani sottomarini dell'Asia meridionale .	2	—	2
Kamtschatka	8	9	17
Is. Curili	8	8	16
Giappone	18	20	38
Vulcani sottomarini nel mar del Giappone .	3	4?	7
Is. Formosa e vulcani sottomarini	2	4	6
Is. Filippine	8	7	15
Is. Molucche e Celebes	10	10	20
Is. della Piccola Sonda	7	6	13
Vulcani di Giava e dello Stretto della Sonda	15	14	29
Vulcani di Sumatra e del Golfo del Bengala	9	3	12
Africa e Mar Rosso	5	7	12
Oceano indiano (is. Comore e della Reunione)	2	1	3
Vulcani insulari del Nord-Pacifico (Marianne e Hawaii)	3	4	7
Vulcani insulari del Sud-Pacifico, cioè:			
Melanesia (N. Guinea e N. Ebridi)	6	3	9
Polinesia Is. Samoa e Tonga e vulcani sottomarini	8	—	8
Is. Galapagos	2	—	2
N. Zelanda	4	1	5
Vulcani del Pacifico Australiano .	4	2	6
Is. Aleute e penisola Alaska	13	21	34
America Nord e Messico	11	3	14
America Centrale	21	10	31
America del Sud	25	14	39
Piccole Antille (Bahama-Florida)	6	3	9
Islanda e Is. Jan Mayen	13	11	24
Is. Azzorre, Canarie e Capoverdi (e vulcani sottomarini)	7	8	15
	231	184	415

quali 231 presentarono eruzioni dopo il 1800, gli altri da più di 100 anni sono in riposo o diedero segni di attività poco importanti; ma le loro antiche eruzioni ovvero il loro stato di solfatara ci vietano di considerarli come estinti.

Nella tabella riassuntiva, a pag. 375, *A* significa vulcani che ebbero eruzioni posteriori al 1800; *B*, vulcani quiescenti; *C* numero complessivo dei vulcani attivi o quiescenti esistenti nelle diverse parti della Terra.

Un elenco generale dei vulcani attivi della Terra venne pubblicato nel 1878 da C.W. C. Fuchs, il quale portava il loro numero a 323 [1]. Io spero che i grandi progressi fatti in questi ultimi anni dalla Geografia e dalla Vulcanologia abbiano reso a me possibile di dare un elenco dei vulcani attivi non solo più completo, ma più conforme ai criterî d'una sana critica; poichè, mentre ho annoverati molti vulcani sfuggiti alle ricerche del Fuchs, ne ho cassati molti altri troppo superficialmente da lui giudicati come attivi.

---

[1] FUCHS, *Les volcans et les trembl. de terre*, II éd., Paris 1878, pp. 33 e 195-273. Elenchi completi dei vulcani attivi pubblicarono De Buch, Von Hoff, Humboldt, Landgrebe, nelle *Op. cit.* Vedi anche: DAUBENY, *Die noch thätigen und erlosch. Vulkane*, trad. da G. Leonhard; BERGHANS, *Physikalischer Atlas*; E. RECLUS, *Nouv. Géogr. Univ.*

CAPITOLO VIII.

Distribuzione della vulcanicità nel tempo e nello spazio

L'attività vulcanica nel tempo. — Il dinamismo attuale dei vulcani terrestri, come venne da me descritto nel capitolo precedente, dimostra nel modo più evidente che nei tempi moderni il tipo assolutamente predominante è quello « trachi-andesitico esplosivo » ossia tipo vulcaniano a lunghe intermittenze. Forse la metà di tutti i vulcani attivi o quiescenti appartengono a questo tipo.

Seguono in ordine di frequenza i vulcani del tipo basaltoide misto ossia effusivo ed esplosivo a brevi intermittenze, come sono il Vesuvio e l'Etna.

Pochi vulcani appartengono a ciascuno degli altri quattro tipi da me definiti a pag. 256.

I grandi traversamenti lavici tranquilli, che sono l'espressione più potente del vulcanismo, non mancarono nei tempi moderni, ma furono limitati a pochi punti del Globo (Islanda, Hawaii, isola della Riunione).

Concludiamo che in tutte le regioni della Terra l'attività vulcanica attuale è incomparabilmente minore che nelle êre terziaria e quaternaria. Però probabilmente l'uomo primitivo assistette a cataclismi vulcanici più frequenti e più grandiosi di quelli attuali; il cui ricordo è forse personificato nei Giganti, che scagliavano massi contro il Cielo, e in tante altre creazioni fantastiche della mitologia orientale.

Tuttavia non si può dire che il decremento storico del vulcanismo sia stato graduato e continuo.

Anzitutto alternarono anni o periodi di vulcanicità molto forte con anni relativamente tranquilli. Tra i *massimi* e i *minimi* più recenti, ricorderò i seguenti:

	Massimi				*Minimi*		
Anno	1772	eruzioni	9		1773	eruzioni	1
»	1783	»	3	(violentissime)	1777	»	0
»	1793	»	8		1784	»	0
»	1822	»	9		1791	»	0
»	1835-36	»	17		1816	»	2
»	1842-43	»	20		1839	»	2
»	1852	»	10		1846	»	4
»	1854	»	14		1853	»	5
»	1883	»	11		1860	»	3

Secondo il Kluge [1], i massimi eruttivi coincidono con massimi sismici e ritornano a periodi abbastanza regolari, mostrando stretti rapporti con altri fenomeni periodici, cioè: gli anni più ricchi di macchie solari e in cui raggiungono il loro massimo le variazioni del magnetismo terrestre sono poveri in eruzioni vulcaniche e terremoti, e viceversa. Tuttavia la realtà di questi rapporti esistenti tra il vulcanismo terrestre ed i fenomeni cosmici non mi sembrano nè dal Kluge nè da altri sufficientemente dimostrati.

Rapporti cronologici tra l'attività dei vulcani e la variazione dell'attrazione luni-solare furono pure da alcuni affermate da altri negate. Ma ancora non si può asserire niente di sicuro, sebbene sia molto probabile che tali rapporti siano sufficientemente sensibili nei vulcani allo stato hawaiano [2].

In ogni modo, da alcuni decennî, siamo in un periodo di relativa recrudescenza della vulcanicità terrestre, come dimostra il fatto che molti vulcani creduti spenti (pag. 91) si riattivarono in epoca recente; altri (Krakatoa, Pelée) presentarono eruzioni di una violenza forse non mai raggiunta dai vulcani stessi in epoca storica precedente.

Ma questo risveglio di vulcani quiescenti non può certamente interpretarsi come un accenno ad una fase nuova e più forte del vulcanismo terrestre; poichè la geologia insegna che

---

[1] Il KLUGE, *Op. cit.*, p. 84, ammette un periodo di 19 anni e $^1/_9$.

[2] Dalle ricerche fatte da me, in collaborazione col prof. Riccò, sulle eruzioni dello Stromboli (Riccò e Mercalli, *op. cit.*, sopra a pag. 122), abbiamo concluso che, a determinare le maggiori conflagrazioni di questo vulcano, possono avere influito, almeno come cause secondarie, la minima distanza della luna ed il combinarsi della sua azione con quella del sole, in modo analogo a ciò che accade nelle maree.

tutti i vulcani, dopo un'evoluzione più o meno lunga, sono destinati a spegnersi. Solo la formazione di nuove zone vulcaniche sarebbe indizio di una rinnovata vitalità endogena della Terra; ma di tale formazione il vulcanismo storico non ci fornisce nessuna sicura testimonianza.

Sincronismi eruttivi. — La contemporaneità delle eruzioni di vulcani appartenenti ad una stessa regione è molto frequente, e perciò non può ritenersi come casuale. Ecco alcuni esempi: 1725-28, eruzioni in sei vulcani d'Islanda.

1641, il 4 febbraio, eruzione al Sangir (Molucche) e ai vulcani Aringuay e Yolo, nelle Filippine.

1772, in agosto, eruzione al Papandaïan, allo Slamat, al Guèdé, e al Tjerimai, tutti in Giava.

1822, nella Sonda quattro vulcani attivi, cioè: il Berapi o Merapi di Sumatra, in luglio; il Galounggoung in ottobre, il Bromo e il Merapi di Giava, ambedue in dicembre.

1868, in febbraio sono in attività tre vulcani del Salvador (Conchagua, Izalco e San Miguel) e in marzo-aprile avvengono eruzioni quasi contemporanee al Mauna Loa e al Kilauea.

1883, si misero quasi contemporaneamente in attività il Krakatoa, il Merapi di Giava, il Merapi di Sumatra, il Lemongan e il vulcano dell'isola Sangir, presso Celebes (Molucche).

1902, violentissima e disastrosa eruzione il 7 maggio, nell'isola S. Vincent, e l'8 maggio alla Martinica (Picc. Antille).

La coincidenza delle eruzioni di vulcani molto lontani tra loro, come furono quelle avvenute al Varmàrdalr (Islanda) e all'Asamayama (Giappone) nel 1783, può essere fortuita; ma non così quella dei vulcani testè citati; perchè questi sono vicini tra loro e probabilmente impiantati sopra un medesimo sistema di fratture della crosta terrestre. È quindi facile intendere come una stessa causa abbia potuto esercitare un'azione contemporaneamente su focolari vulcanici distinti, ma, in profondità, forse comunicanti tra loro, almeno per circolazione di materie gassose ad alta temperatura.

Distribuzione topografica dei vulcani. — Le principali conclusioni a cui si arriva, considerando la distribuzione dei vulcani attivi nello spazio, sono le seguenti:

1.° I vulcani attivi sono distribuiti assai ineguaImente

sulla superficie della Terra; quasi i $^9/_{10}$ di essa ne sono assolutamente privi. Nelle isole del Giappone e delle Curili ci sono 54 vulcani attivi, mentre in tutta l'Asia, se si prescinde dalla penisola del Kamtschatka, ce ne sono appena 11 e anche questi allo stato di solfatara e forse in via di estinzione.

2.° I vulcani attivi sono avvicinati in pochi distretti separati tra loro da regioni estesissime che ne sono prive.

3.° La grande maggioranza dei vulcani attivi si trovano nelle isole, nelle penisole, presso le coste dei continenti, o, almeno, più vicini al mare che non alla parte interna centrale dei continenti stessi. Il Fuchs fa notare che di 139 vulcani, che hanno fatto eruzione tra il 1750 e il 1875, 98 sono insulari e gli altri tutti situati presso le coste. In ogni modo, tutti i grandi efflussi lavici moderni avvennero nelle isole (Hawaii, Islanda, Giappone, Riunione, Sicilia ecc.).

4.° I vulcani o i gruppi di vulcani sono disposti in serie lineari sensibilmente parallele alle catene di montagne: in generale si trovano al piede delle catene stesse, e solo eccezionalmente ne coronano le cime, come in alcune parti delle Ande [1]. In mare i vulcani seguono rilievi sottomarini confinanti con bacini molto profondi. In altre parole, si può ritenere: che il gran numero dei vulcani sono allineati al contorno di aree di sprofondamento o al limite tra un'area di abbassamento ed una di sollevamento (*linee di minore resistenza*). I vulcani dell'Africa equatoriale orientale (pag. 323) non fanno eccezione, perchè seguono una zona di depressione non occupata dal mare, ma inferiore al suo livello.

5.° Conformemente alla legge indicata, i vulcani attivi della terra si possono raggruppare geograficamente nel seguente modo:

a) vulcani perimetrici ai continenti del Pacifico, dell'Atlantico e dei tre grandi mediterranei (latino, messicano, australiano);

b) vulcani oceanici (isole Hawaii, Tonga, Samoa, Nuove Ebridi, Riunione ecc.).

6.° Le eruzioni sottomarine avvengono quasi tutte in vi-

---

[1] Darwin *(Op. cit.)* scrive: Les rangées d'orifices volcaniques sont généralment parallèles aux chaines de montagnes, ou aux rivages soulevés, ou, comme dans les Andes, en couronnent les sommets.

cinanza a gruppi vulcanici insulari (Azzorre, Tonga, Pantelleria, Giappone, Islanda ecc.).

7.° Le zone di maggior sismicità seguono molto da vicino l'allineamento dei vulcani attivi o spenti da poco tempo. Basti dare uno sguardo alla recente carta sismica del globo del conte Montessus di Ballore [1] o pure a quella antica dello Scrope e confrontarle con la mia carta vulcanologica (Tav. XXVI), per persuadersi che il maggior numero dei sismi sono intervulcanici o perimetrici alle zone vulcaniche.

Nella tavola XXVI ho rappresentato graficamente non solo l'ubicazione dei vulcani, ma quella ch'io chiamerei *vulcanicità* delle diverse regioni del Globo, la quale è il prodotto di due fattori: il numero dei vulcani attivi e la loro potenzialità nei tempi storici.

Esempi di zone vulcaniche lineari. — Dapprima ricorderò il Centro-America, dove circa 30 vulcani attivi o quiescenti sorgono quasi tutti tra la catena montuosa principale del paese e il lido dell'oceano Pacifico, con marcato parallelismo alla catena stessa (fig. 82). L'allineamento non è rettilineo, ma forma una linea spezzata di circa 1000 km. di lunghezza dal Tacanà Chiriqui con direzione N.E-S.W. Il tratto più regolare è quello detto la Sierra de los Marrabios, che comincia col Coseguina e finisce col Momotombo; poichè sulla retta che riunisce questi due vulcani si incontrano El Viejo, il Telica, il S. Clara (spento), l'Orota e Las Pilas.

Un altro regolare allineamento vulcanico si osserva nell'isola di Giava e già venne descritto sufficientemente a suo luogo (pagina 315).

Quanto ai vulcani oceanici, osserva il Darwin che quelli di uno stesso Arcipelago sono ordinariamente disposti in una o due serie secondo linee spesso leggermente curve, e ciascuna isola è arrotondata o allungata nel senso dell'allineamento del gruppo; infine le isole attive, di solito, appartengono a due allineamenti diversi, per esempio, nella Galapagos i crateri attivi di Narborough e di Albermale sono su due linee diverse.

Secondo il Green, i vulcani attivi e spenti delle isole Hawaii

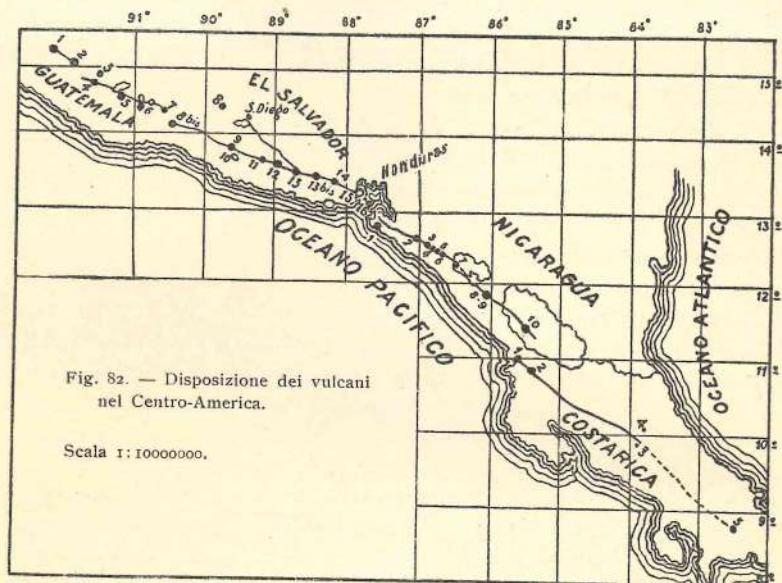
---

[1] De Montessus de Ballore, *Les trembl. de terre, Géogr. Séismologique*, Paris, 1906.

sono disposti su un sistema di tre linee parallele di 20 miglia di lunghezza e facenti tra loro angoli di 60°, cioè aventi le direzioni N. 60° W., N. e N. 60° E.

Infine citerò come allineamenti vulcanici insulari molto bene definiti quelli delle isole Aleute e delle Curili.

Fig. 82. — Disposizione dei vulcani nel Centro-America.

Scala 1 : 10000000.

Spiegazione della figura. — La linea nera rappresenta l'andamento delle fratture vulcaniche, secondo C. Sapper.

Guatemala e *Salvador:* 1, Tacanà; 2, Tajumulco; 3, Cerro quemado; 4, Vulcano St. Maria; 5, Atitlan; 6, Fuego e Acatenango; 7, Pacaya; 8, Suchitan; 8 *bis*, Tecuamburro; 9, St. Ana; 10, Izalco; 11, Vulcano S. Salvador; 12, Ilopango; 13, Sn. Vincente; 13 *bis*, Tecapa; 14, San Miguel; 15, Conchagua; 16, Conchaguita.

Nicaragua: 1, Coseguina; 2, El Viejo; 3, Telica; 4, Vulcano St. Clara; 5, Orota; 6, Las Pilas; 7, Momotombo; 8-9, Masaya e Nindiri; 10, Omotepeque.

Costarica: 1, Orosi; 2, Rincon de la Vjeja; 3, Irazu; 4, Turrialba; 5, Chiriqui.

Spaccature vulcaniche. — Bisogna distinguere tre categorie di spaccature vulcaniche, cioè:

a) quelle che si aprono nei fianchi d'una montagna vulcanica nelle eruzioni laterali, come quella etnea del 1669;

b) le spaccature eruttive o vulcani-spaccatura come quelle tipiche dell'Islanda;

c) le spaccature della crosta terrestre, lungo le quali si formano i vulcani a condotto centrale.

Delle spaccature *a* e *b* ho già parlato nei Cap. I e III (pa-

gine 39 e 159); qui ci restano da considerare le spaccature della terza categoria.

Abbiamo visto più sopra che non si può mettere in dubbio la prevalente e generale disposizione dei vulcani attivi o spenti da poco tempo lungo le linee di dislocazione e specialmente al limite d'una parte sollevata con una parte abbassata dalla crosta terrestre. È quindi ragionevole dedurne la conseguenza che la causa o le cause di questa speciale ubicazione dei vulcani debba cercarsi nel movimento stesso orogenetico, che plasmò la tectonica della regione dove i vulcani si aprirono.

E questo nesso tra la tectonica e il vulcanismo d'una regione è pure dimostrato dal fatto innegabile, che la prima formazione e la maggiore attività dei vulcani quaternarî furono concomitanti o immediatamente conseguenti ad una fase di massima dislocazione tectonica ossia ad un massimo di corrugamento orogenico della regione a cui appartengono. Analogamente, al sollevamento delle Alpi seguì la formazione dei vulcani del Vicentino, dell'Alvernia, della Boemia, dell'Eifel ecc., e il sollevamento dell'Appennino determinò l'esistenza dei vulcani spenti della Toscana, della Campagna Romana, della Campania e di tutti i vulcani attivi o quiescenti dell'Italia meridionale.

Il vulcanismo, che viene subito dopo un importante movimento orogenico, è una conseguenza naturale di diversi fatti inerenti al movimento stesso, cioè:

1.° La trasformazione di energia meccanica in energia termica; tanto che (come vedremo più avanti) R. Mallet trova in questo fatto la sorgente principale del calore vulcanico.

2.° La spinta esercitata sul magma dalle rocce in movimento discendente e le conseguenti forze tangenziali che ne derivano. Queste forze producono spostamenti orizzontali e verticali del magma stesso.

3.° La formazione di spaccature aperte verso l'interno della terra, in corrispondenza alla parte centrale profonda delle grandi sinclinali; poichè è evidente che, se una spaccatura è beante verso l'interno, cioè più larga in basso, i magma eruttivi troveranno in essa una via più facile per sollevarsi verso la superficie e fuoruscire.

Se le spaccature sono accompagnate da *salto* si renderanno manifeste anche all'esterno, ma se ciò non si verifica ovvero se la spaccatura è solo aperta in profondità, ovvero è mascherata

da terreni più recenti e posteriori alla spaccatura stessa, allora nulla apparirà all'esterno e la sua esistenza ci sarà rivelata appunto dall'esistenza di un allineamento vulcanico [1]. Le idee di Scrope, di Judd e di tutti i vulcanologi moderni su questo argomento sono riassunte dal Credner [2], dove scrive: « ..... La disposition régulière des volcans des grandes séries est determinée par des fentes dans la croûte terrestre, dont les points ouverts formeront les canaux éruptifs propres du volcan. Nos vues sur la formation des continents concordent avec cette interprétation et avec la circostance que les séries volcaniques, pour la plupart, courent parallèlement aux côtes et sont limitées au bord des continents ».

Il sistema di fratture su cui sono impiantati i vulcani spenti della Francia centrale è stato messo in evidenza recentemente da Michel-Levy, dal Boule, dal Glangeand [3].

Secondo F. Fouqué, a Santorino bisogna ammettere una grande spaccatura rettilinea per spiegare la posizione dei tre coni di lava Giorgio I, Aphroessa e Reka del 1866 e quella dell'isolotto Culombo del 1650.

Delle spaccature vulcaniche, su cui sono allineati i vulcani del Centro-America e di altre regioni, già feci menzione poco sopra (pag. 381).

In questi ultimi anni il Branco, lo Stübel ed altri negarono la dipendenza dei vulcani da spaccature preesistenti, perchè spesso queste spaccature non appaiono all'esterno. Ma si deve osservare che lo Scrope e gli altri vulcanologi, che ammisero tale dipendenza, non hanno mai supposto che il magma lavico trovi nelle spaccature una via perfettamente aperta, ma solo una *via più breve* per venire alla superficie. È il magma stesso che, rammollendo le rocce con cui viene a contatto o squarciandole con la propria forza espansiva, apre il condotto vulcanico; ma, com'è naturale, apre là dove gli è possibile, e non dove la resistenza della crosta terrestre presenta un ostacolo insuperabile. In questo caso il magma si solidifica nell'interno della terra e forma le rocce intrusive.

(1) G. Ponzi, *Osserv. geol. lungo la valle latina*, ecc., Roma 1849, p. 10.

(2) *Traité de Géologie*, trad. par Monniez, p. 132.

(3) Glangeand, *Le volcan de Gravenoire et les sources minerales de Royat*, in *Compt. Rend. Acad. France*, Juin 1900.

Del resto, coloro che sostengono la generale indipendenza dei vulcani da spaccature preesistenti dovrebbero trovare un'altra ragione della distribuzione topografica dei vulcani; ma pare che nessuno l'abbia data plausibile. Per esempio, lo Stübel ritiene che il magma igneo non tenda a venire alla luce per la via più breve, ma trovi spesso i punti di minore resistenza al limite di due formazioni.

Che questa seconda circostanza possa favorire l'apertura di un vulcano è certamente ammissibile; ma, se nella crosta della terra esistono lesioni o interruzioni profonde, è naturale che in esse il magma tenda di preferenza a sollevarsi. Poichè, qualunque siano le cause della sua ascensione (delle quali parlerò più avanti), non c'è dubbio che cercherà la via più breve, più pervia, dove trova, almeno per lunghi tratti, una resistenza nulla. Solo si può ritenere che i canali dei Maars e dei piccoli vulcani del tipo Puy, che hanno una vita molto effimera, si formino interamente per diretto trapanamento della crosta terrestre operato dall'azione non solo meccanica, ma fisico-chimica dei magma eruttivi.

Si avverta però che, per spiegare la disposizione dei vulcani parallelamente all'andamento delle coste del Pacifico o del Mediterraneo, non è necessario ammettere che essi siano disposti sopra un'unica grande spaccatura tectonica di migliaia di chilometri di lunghezza; ma invece si deve ritenere che i vulcani si formino sopra larghe zone di dislocazione e di corrugamento, dove la compagine della crosta terrestre è almeno indebolita da un sistema di piccole e grandi fratture, o semplicemente da forti ripiegamenti e contorsioni, che pongono gli strati in condizioni statiche poco stabili [1]. Questa circostanza spiegherebbe

---

(1) Questa mi pare anche l'opinione di BERGEAT, *Centralblatt für Miner. Geol.*, ecc., 1902, p. 722, il quale scrive: « Die Vulcane bauten sich nicht nothwendigerweise über den hauptsächlichsten tektonischen Bruchlinien, sondern vielmehr über Zerrüttungzone auf, welche diese begleiten und durch die Auslösung einer Spannung entstehen mussten ».

Recentemente scrissero sulla reale dipendenza dei vulcani da spaccature preesistenti: BERGEAT, *Zur Geogr. Verbreitung der Vulcane*, an. 1902; FELIX und LENK, *Zur Frage der Abhängigkeit der Vulcane von Dislocationen*, an. 1902; HOERNES, *Die vulcanischen Ausbrüche auf den kleinen Antillen*; C. WAEGLER, *Op. cit.*, MICHEL-LEVY, *Sur la coordin. et la répartition des fractures en relation avec les épanchements volc.*, an. 1898. Invece scrissero, negando tale dipendenza, il LOEWL, *Spalten und Vulkane*, Wien, 1886;

pure la maggiore frequenza dei sismi nelle regioni prossime alle zone vulcaniche.

BRANCO, *125 Vulkan-Embryonen*, Berlin, 1895 e *Zur Spaltenfrage der Vulcane*, Berlin, 1903; A. STÜBEL, *Op. cit.*, G. DE-LORENZO, *Op. cit.*, E. BÖSE, *Sobre la indipenden cia de los volcanes de grietas preexistentes*, Mexico, 1902.

CAPITOLO IX.

Cause dei fenomeni vulcanici

I PROBLEMI DELLA VULCANOLOGIA. — La ricerca delle cause dei fenomeni vulcanici è un problema assai complesso e che presenta ancora dei punti molto oscuri e impenetrabili allo sguardo indagatore della scienza.

Qual'è l'origine dei magma eruttivi? Qual forza fa salire questi magma dall'interno della terra verso l'esterno? Perchè alcuni vulcani sono essenzialmente effusivi, altri esplosivi; e come nello stesso vulcano si succedono fasi dinamiche profondamente diverse e spostamenti dell'asse eruttivo? Qual'è la natura dell'elaterio che produce le esplosioni; e quale l'origine del calore dei vulcani? I focolari vulcanici sono comunicanti tra loro o indipendenti? Sono soggetti all'influenza di altri agenti tellurici o cosmici? Quali sono i loro rapporti con la tettonica e con l'oroidrografia terrestre?

La difficoltà di rispondere a questi e a tanti altri problemi vulcanologici sta nella natura stessa dei fenomeni vulcanici, la cui violenza spesso impedisce che l'uomo possa esaminarne da vicino i prodotti, e gli toglie la calma necessaria per l'osservazione scientifica. Basti ricordare la morte tragica di Plinio durante l'eruzione vesuviana del 79 d. Cr., e quella dei due naturalisti giapponesi, che, nel 1893, pagarono con la vita la loro audacia scientifica, colpiti dai proiettili di una violenta esplosione dell'Azuma-San, mentre facevano osservazioni vicino all'orlo del cratere.

Ad alcune delle questioni indicate mi pare di avere già dato risposta soddisfacente nel corso di questo libro. Abbiamo spiegato il diverso dinamismo effusivo ed esplosivo dei vulcani, come effetto della differente natura del magma e delle svariate condizioni che accompagnano la sua emissione; abbiamo dato

ragione delle possibili evoluzioni del magma in uno stesso vulcano, e del conseguente cambiamento del suo dinamismo e della sua forma; abbiamo messo in evidenza e interpretato il nesso topografico e cronologico esistente tra il vulcanismo e l'oro-idrografia terrestre. Ma restano ancora insoluti tanti quesiti, ai quali mi propongo di rispondere nel presente capitolo.

Fenomeni di sollevamento nei vulcani. — De Buch ed Elie de Beaumont ammettevano che il magma eruttivo, prima di erompere all'esterno, sollevasse repentinamente gli strati della crosta terrestre in forma di vescica, generando una montagna o « cono di sollevamento », il quale poi, rompendosi in alto per l'azione espansiva dello stesso magma, si convertiva in un « cratere di sollevamento ».

Così, essi affermavano, si è formato il Monte Nuovo, presso Pozzuoli, nel 1538: ma niente di più falso, come attestano i testimoni oculari. E tra questi basterà citare Simone Porzio, il quale, nel modo più esplicito e preciso, scrive: « ciò che fu veramente meraviglioso si è che una montagna *composta di pomici e di cenere,* di più che mille passi d'altezza, si sia formata intorno a quella voragine in una sola notte » [1].

Si aggiunga che al piede del M. Nuovo esistono ancora attualmente il Tempio d'Apollo e quello delle Ninfe, i quali presentano le loro colonne, e il primo anche le mura, perfettamente verticali. Similmente l'Antro della Sibilla, che si trova pure poco lontano, conserva ancora oggidì esattamente orizzontale il lungo tetto della sua galleria. Ora, come sarebbero possibili tali fatti, se il suolo in vicinanza si fosse alzato repentinamente a 140 metri di altezza?

In conclusione si deve ammettere che anche il M. Nuovo si è formato per accumulazione esterna nel modo già da me descritto sopra (pag. 86).

Se fosse vera la teoria dei « crateri di sollevamento », vicino ai monti vulcanici dovremmo trovare gli strati sedimentari alzati verso l'asse del vulcano; il che non si verifica affatto. Al

---

[1] *De conflagratione Agri Puteolani* Simonis Portii: Lettera scritta al Vicerè D.ⁿ Pietro Toledo e stampata in Napoli nello stesso an. 1538. Vedi: L. Giustiniani, *I tre rarissimi opuscoli,* ecc., p. 44. Porzio scrive: « Verum quod omnem superat admirationem mons circum eam voraginem, *ex pumicibus et cinere* plusquam mille passuum altitudine una nocte *congestus* aspicitur ».

quale proposito lo Scrope, cita un vulcano presso Auckland, nella N. Zelanda, dove gli strati terziarî, su cui esso sorge, sono orizzontali, anzi da un lato leggermente inclinati verso la bocca del vulcano (1).

Infine ricorderò, le osservazioni di Lyell, già da me riportate (pag. 177), le quali dimostrano che l'inclinazione delle antiche lave, che formano le pareti della valle del Bove all'Etna, è originaria e non dovuta a sollevamento.

Descrivendo la formazione della montagna vulcanica, abbiamo visto che essa ha origine o per sovrapposizione esterna di materiali ovvero per estrusione di magma molto viscoso che si consolida in posto formando un domo (Santorino) o una aguglia (Pelée), ma in nessun caso si è osservato che il magma sollevi, senza spezzarli, strati già rigidi. Durante la formazione delle recenti cupole laviche vesuviane, ebbi varie volte occasione di osservare che le lave irrigidite, sospinte dalla forza espansiva di nuovo magma cercante un'uscita, si spezzavano prima di curvarsi e sollevarsi, e, solo dopo fratturate, venivano alzate formando piccoli conetti.

I soli sollevamenti endogeni, che si verificano nei vulcani attivi, sono quelli dovuti alle intrusioni di dicchi e di filoni-strati (pag. 65), ai parziali sollevamenti del fondo craterico, alle intumiscenze laviche non rare nel gran bacino del Kilauea (fig. 13).

Sollevamenti locali del suolo precedono molte volte le eruzioni (Cap. III); ma essi sono fenomeni bradisismici, che accompagnano la formazione di spaccature, sulle quali poi sorge l'edificio vulcanico. Di solito, questi innalzamenti sono temporanei, come si verificò al Vesuvio nell'eruzione del 1861. Innalzamenti permanenti accompagnano i movimenti sotterranei delle rocce intrusive, quando queste non possono aprirsi una via attraverso gli strati della crosta terrestre e effluire all'esterno. Allora si capisce che la forza sollevatrice agirà con sufficiente lentezza per determinare ripiegamenti di rocce solide, come si verifica nella formazione delle laccoliti. Ma questa lentezza manca assolutamente nei fenomeni dei vulcani propriamente detti.

---

(1) Scrope, *Op. cit.*, p. 274.

Localizzazione dei focolari vulcanici. — La prima questione che si presenta è: se esista o meno ad una certa profondità nell'interno della terra un magma unico e continuo a cui attingano tutti i condotti vulcanici.

Nella prima metà del secolo XIX predominò per molto tempo nella geologia la teoria del « fuoco centrale », la quale ammetteva che tutto l'interno della Terra fosse occupato da un oceano di materia allo stato di fusione ignea, ricoperto da una crosta solida relativamente sottile. Ma questo oceano di magma igneo dovrebbe dar luogo a vere maree sensibili all'esterno, specialmente nei condotti vulcanici sempre aperti e pieni di lava come sono quelli dello Stromboli e del Kilauea; il che non si verifica affatto [1]. E neppure lo studio dei terremoti lascia supporre l'esistenza di queste maree sotterranee, che dovrebbero essere un fenomeno generale e non ristretto a determinati centri sismici. Si aggiunga che Hopkins, in base a calcoli astronomici, dimostrò che per spiegare il fenomeno della precessione degli equinozî, bisogna ammettere che la terra sia solida almeno per $^1/_4$ o $^1/_5$ del suo raggio cioè per Km. 1287-1609.

Però, siccome il punto di fusione dei corpi si alza colla pressione, lo stesso Hopkins ha suggerito e molti geologi ammettono che esista nell'interno della Terra una zona o inviluppo continuo di materia fusa, ma di spessore limitato, cioè suppongono l'interno del globo diviso in tre parti che sono: 1° una crosta solida, rigida per raffreddamento; 2° uno strato magmatico continuo; 3° un nucleo interno a temperatura anche più elevata ma solido per eccesso di pressione.

Il De Lapparent nel suo riputato « Traité de Géologie » segue questo modo di vedere e ammette una « nappe ignée continue ».

Ma lo Scrope e il Lyell combatterono l'esistenza di una massa di magma continuo anche di limitato spessore. Lo Scrope conclude: « Si donc nous essayons de nous faire quelque idée bien définie de ce qui se passe sous la croûte terrestre, dans les localités vulcaniques, surtout le long de fissures génératrices,

(1) Specialmente per questa ragione, l'ipotesi del « fuoco centrale » è ora generalmente abbandonata. Però non mancano vulcanologi che ancora l'ammettono. Per es. il Green, *Op. cit.*, p. 116, dice che la distribuzione dei vulcani e la natura della materia da essi emessa, fanno supporre « l'esistenza d'una sottile crosta resistente ed un substrato universale fuso e basico ».

il semble fort probable qu' il peut exister des amas séparés, des résevoirs en quelque sorte, de matières minérales plus ou moins chauffées, à des profondeurs plus on moins profonds ou horizontales entre elles... » (1).

Trattando della individualizzazione e dell'evoluzione dei magma nei diversi vulcani, io già venni alla conclusione che bisogna ammettere per i diversi vulcani o almeno per i diversi gruppi di vulcani dei focolari proprî e indipendenti, ed ora aggiungo *esauribili*. Poichè solo questa supposizione spiega bene il fatto che ogni vulcano presenta un ciclo sempre limitato di sviluppo, ossia *nasce*, *vive* e *muore* in una stessa epoca geologica o al più in due epoche geologiche successive, mostrando di avere una data somma di energie da consumare, esaurita la quale, si spegne per non più riaprirsi. Infatti tutti i vulcani eocenici e del terziario medio sono spenti, e sono pure spenti molti di quelli che iniziarono la loro attività nel terziario recente e nel quaternario.

Ci confermano in questo modo di vedere: 1° l'esistenza dei vulcani *embrionarî*, i quali non avrebbero avuto vita tanto breve, se avessero potuto ricevere alimento dalla stessa sorgente, dove attingevano altri grandi vulcani contemporaneamente attivi in regioni vicine; 2° la profondità relativamente piccola dei focolari vulcanici, della quale parlerò più avanti; 3° la mancanza di sincronismo o di antagonismo costante nell'azione di vulcani appartenenti a due gruppi diversi (per es., gruppo siculo e gruppo flegreo); poichè, nell'ipotesi del magma universale, se questo sale nei condotti vulcanici per semplice pressione idrostatica, dovrebbe verificarsi sincronismo, se invece sale per tensione di sostanze gassose dovrebbe verificarsi antagonismo, mentre non si verifica nè l'uno nè l'altro, almeno con sufficiente costanza da condurre a conclusioni scientifiche generali.

PROFONDITÀ DEI FOCOLARI VULCANICI (2). — Se non vogliamo vagare in un campo di pure ipotesi, la profondità dei

(1) SCROPE, *Op. cit.*, p. 267. — Questi serbatoj vulcanici localizzati vennero chiamati *maculae*.

(2) G. DE LORENZO, *Considerazioni sull'origine superficiale dei vulcani*, in *Atti R. Accad. delle Sc. di Napoli*, 1901. — V. SABATINI, *Osservaz. sulla profondità dei focolari vulc.*, *Boll. R. Comitato Geol.*, Roma 1902. — LEBERT, *Le Golfe de Naples et ses volcans et les volcans en général*, Lausanne 1876.

focolari vulcanici possiamo dedurla solamente da due ordini di fatti, cioè: il dinamismo delle eruzioni e la natura dei loro prodotti.

I terremoti, che precedono immancabilmente la formazione d'un vulcano nuovo o il riaprirsi d'un vulcano quiescente da secoli, si possono con tutta probabilità ritenere causati dai primi movimenti del magma che dal focolare tenta salire verso l'esterno. Orbene, come abbiamo visto a suo tempo, questi terremoti hanno sempre un'area molto ristretta relativamente alla loro intensità. E perciò il loro ipocentro, ossia il focolare vulcanico da cui provengono, non si può supporre molto profondo. Anche i terremoti di assettamento vulcanico, sono sempre fenomeni molto localizzati mentre è supponibile che gli sprofondamenti, che seguono dopo le grandi eruzioni, non siano fenomeni limitati alla parte superiore del condotto eruttivo, ma abbiano la loro ripercussione nelle sue parti più profonde.

I minerali delle lave come pure le rocce strappate dalle pareti del focolare o del condotto vulcanico sono sempre materiali appartenenti alla parte conosciuta e accessibile della crosta della terra; mentre, invece, noi sappiamo che nell'interno del globo devono predominare rocce metallifere ricche di ferro, di nikel o di altri metalli pesanti; poichè, da una parte, in base alle leggi della gravitazione universale, si è trovato che la densità media della Terra è di $5 \frac{1}{2}$ circa; dall'altra si sa che tutte le rocce, che costituiscono la parte accessibile della crosta terrestre, comprese quelle eruttive, è compresa tra $2 \frac{1}{2}$ e 3.

Nè il ferro nativo ritrovato nei basalti di Ovifak (Groenlandia) costituisce un'objezione seria; ed è proprio il caso di dire che « l'eccezione conferma la regola »; poichè dimostra che il ferro metallico realmente esiste in grandi masse nell'interno della Terra, ma in un sol caso il suo giacimento venne raggiunto da un focolare vulcanico.

La relativa superficialità dei focolari vulcanici si argomenta pure dalla facilità con cui in essi penetra, come vedremo meglio in seguito, l'acqua marina o meteorica; come pure dalla temperatura delle materie emesse, la quale di poco supera i 1000°, e, nell'interno del serbatoio vulcanico, si può supporre variante tra 1300° e 1600° (pag. 171). Orbene, noi sappiamo che anche lontano dai vulcani il grado geotermico è di 40 m. in media; quindi si avrà una temperatura di circa 1000° a 40 km. di pro-

fondità. Ma è estremamente probabile che i vulcani attivi siano situati in quelle parti della terra, dove per cause speciali la temperatura è relativamente più elevata, ossia dove essa supera i 1000^0 a profondità molto minore di 40 km. (1).

Infine, se i focolari vulcanici fossero molto profondi, il materiale allogeno, prodotto dal trapanamento del condotto eruttivo, dovrebbe essere molto maggiore di quello che nel fatto si rinviene nei prodotti delle eruzioni. A questo proposito, il professor G. De Lorenzo si provò a calcolare la lunghezza del camino vulcanico del M. Nuovo, dividendo il volume del materiale frammentizio eruttato, per l'area della bocca esplodente, e trovò che tale lunghezza è appena di 1248 m. Farò tuttavia, avvertire che questo calcolo mi pare troppo ipotetico; perchè suppone che il condotto eruttivo sia cilindrico e che abbia una sezione uguale al fondo del cratere, mentre potrebbe essere non vera nè una cosa, nè l'altra. Di più, il Sabatini giustamente fa osservare che il De Lorenzo, nel valutare il volume dei prodotti solidi dell'eruzione, trascurò tutto il materiale caduto a distanza, ma forse esagera ritenendo che, per questo motivo, tale volume debba essere triplicato. Quindi, probabilmente, la lunghezza data dal De Lorenzo (1248 m.) è troppo piccola e quella data dal Sabatini (15 km.) è troppo grande. Infine, faccio notare che questi calcoli sono pure molto ipotetici per un'altra ragione, ed è che probabilmente nel 1538 non si formò un condotto vulcanico nuovo ma si riaprì quello già esistente del lago di Lucrino.

Teoria di Stübel (2). — Questo illustre vulcanologo, ammettendo essenzialmente la ipotesi delle « maculae » esposta nei paragrafi precedenti, cercò di spiegare la loro origine e i rapporti topografici e genetici prendendo per punto di partenza l'antica idea del « fuoco centrale » e del magma universale, ma distaccandosi profondamente dal modo con cui i plutonisti spiegavano l'evoluzione della crosta terrestre.

---

(1) Nè si può obiettare che a Napoli in due pozzi artesiani si è trovato un grado geotermico rispettivamente di 109 m. e di 45 m.; poichè evidentemente qui la temperatura risente dell'azione refrigerante del mare (Lyell, *Op. cit.*, II, 263).

(2) A. Stübel, *Op. cit.*, — Id., *Ein Wort über den Sitz der vulcanischen Kräfte in der Gegenwart*, Leipzig 1901. — Id., *Ueber die genetische Verschiedenheit vulkan-Berge*, Leipzig 1903. — P. Grosser, *Die Ergebnisse von D.r A. Stübels Vulkanforschungen*, Berlin 1900. — W. Prinz, *Les Volcans de l'Ecuador par A. Stübel*, Résumé, Bruxelles 1900.

La teoria dello Stübel si può riassumere in questi punti principali:

1.° La Terra, verso la fine della sua evoluzione solare, era formata d'una massa ignea-fluida, e, per progressivo raffreddamento, si coprì d'una « crosta planetaria » relativamente sottile.

2.° La crosta planetaria facilmente si spezzò in molti luoghi per la forza espansiva del « nucleo interno » ancora fluido, e l'equilibrio non si ristabilì se non per il travasamento d'una immensa quantità di materie ignee, che si estesero su migliaia di kmq. Questi travasamenti si ripeterono dappertutto, e così la sfera terrestre intera ebbe una seconda « crosta », che lo Stübel chiama « corazza », e la quale a poco a poco raggiunse uno spessore di 40 a 50 km.

3.° Arrivò un momento in cui i canali, attraversanti la crosta planetaria e la corazza, in gran parte si ostruirono, e l'attività effusiva, concentrandosi in quelli che rimasero liberi, ne sgorgarono grandi flotti di materia fusa: in questo periodo, che lo Stübel chiama della « catastrofe », i vapori luminosi, che prima circondavano tutta la Terra, si localizzarono e poi perdettero la loro incandescenza.

4.° Nello spessore della « corazza » rimasero dei grandi ammassi di magma, la cui solidificazione venne impedita dalla debole conducibilità del loro inviluppo, e che divennero « focolari periferici ». E le loro eruzioni furono abbastanza potenti in modo da dare luogo alla formazione di focolari periferici di secondo e di terzo ordine, i quali, rimasti in comunicazione solo *mediata* col focolare centrale, diedero origine a costruzioni vulcaniche d'importanza decrescente. Questi focolari perdettero a poco a poco ogni comunicazione con serbatoi più profondi, e allora non emisero più lava, ma solo detriti e poi si estinsero definitivamente.

5.° Intanto gli agenti esogeni iniziarono la loro azione, formando rocce sedimentarie a spese non della crosta planetaria ma della corazza: questa formazione cominciò in condizioni particolari incompatibili con l'esistenza di esseri viventi, dando origine a rocce metamorfiche partecipanti ora ai caratteri delle rocce eruttive, ora a quelli delle rocce nettuniane.

6.° Secondo lo Stübel, la proprietà fondamentale del « magma » è quella di gonfiarsi al momento dal passaggio dello stato liquido allo stato solido (*rochage* dei francesi) e di espellere

tumultuosamente i gas inclusi; e quindi tutta la forza eruttiva risiede nel magma stesso e consiste nel suo aumento di volume. Secondo l'autore, la contrazione della crosta terrestre e l'intervento dell'acqua del mare o meteorica sono impotenti a render conto dei fenomeni vulcanici. Egli conclude esplicitamente: « le rôle de l'eau dans ces actions (vulcaniche) est accessoire, accidentel, temporaire... ».

7.° Secondo lo Stübel, tutti i grandi vulcani moderni hanno una base o nucleo formato per emissione di magma in massa e in modo continuo costituendo un domo (vulcano « monogenico » di Stübel): più tardi si formò la « caldera » e nel suo interno il cono di detriti interstratificati con piccole colate, cioè il « vulcano poligenico ».

8.° Secondo lo Stübel, il vulcanismo non solo attuale ma anche quello quaternario è di poca importanza e si può considerare come morente (1).

9.° Infine, lo Stübel afferma che l'allineamento di vulcani dell'America meridionale non prova la loro dipendenza da fratture preesistenti nella crosta terrestre.

A me pare che questi arditi concetti dello Stübel non escano dal campo delle pure ipotesi; anzi ritengo che alcune delle sue affermazioni siano pure in aperta contraddizione con fatti geologici e fisici bene stabiliti. Certamente lo Stübel ha il merito d'avere arricchita la vulcanologia di molte e interessanti osservazioni; ma la sua teoria della genesi dei vulcani non segna un vero progresso nella spiegazione dell'origine dei fenomeni; poichè ad essa si possono fare molte obbiezioni e principalmente le seguenti:

1.° Per le ragioni già esposte sopra (pag. 190), non è ammissibile il principio fondamentale della teoria di Stübel, secondo il quale il magma subirebbe un aumento di volume passando dallo stato liquido al solido. Il paragone con taluni metalli fusi, che assorbono gas a caldo e li perdono poi mentre si raffreddano e si consolidano formando bolle, bitorzoli ecc. (il così detto « vegetare » o « rochage » dell'argento), non prova nulla, perchè il magma è un impasto granulare di materia in parte fusa e in parte solida e cristallizzata. Neppure se il vetro fuso

(1) Stübel (in Grosser, *Op. cit.*, p. 4) scrive: « ... die vulkanischen Erscheinungen der Gegenwart viel zu unbedeutend sind. ».

presentasse il fenomeno del « rochage », il che non si verifica, potrebbe aversi un'analogia completa con le lave.

2.° La teoria di Stübel non spiega la individualizzazione e l'evoluzione dei magma (pag. 253); poichè ammette che i focolari secondarî siano frammenti d'un magma universale inclusi in una « corazza » formata dal consolidamento del magma stesso.

3.° L'esistenza di questa « corazza » non è per nulla dimostrata dalle osservazioni geologiche.

4.° Nella teoria di Stübel restano senza spiegazione gli intimi rapporti dei vulcani con le catene di montagne e in generale con le linee di dislocazione.

5.° L'asserzione di Stübel che l'acqua abbia un'azione affatto secondaria nei fenomeni vulcanici è contradetta luminosamente dai fatti come già si è detto (pag. 213) e come dimostreremo meglio più avanti.

6.° L'evoluzione del vulcanismo nei tempi geologici è pure in contraddizione con le idee di Stübel; poichè noi sappiamo che nelle forze vulcaniche non si verificò il generale e costante decremento che egli suppone. Invece le rocce eruttive ed intrusive sono sviluppatissime dal periodo carbonifero al triasico, mentre si riducono a ben poca importanza tra il lias e l'eocene. Dopo questa lunga sosta, durata per quasi tutta l'êra secondaria, il vulcanismo si risvegliò e raggiunse il suo apogeo nel terziario e nel quaternario, per diminuire di nuovo nell'epoca antropozoica. Ma l'affermare che il vulcanismo attuale è insignificante, è una vera esagerazione: e le grandi eruzioni storiche ricordate in questo mio libro bastano a dimostrarlo. Si deve poi notare che tre quarti della Terra è coperta dalle acque e tutti i grandi trabocchi lavici, che certamente avvengono nella profondità degli oceani, sfuggono alla nostra osservazione. Molti terremoti sottomarini, e talune ondate di mare d'origine misteriosa, sono con tutta probabilità manifestazioni di fenomeni vulcanici intrusivi od effusivi che si compiono negli abissi oceanici.

FORZA ASCENSIONALE DEL MAGMA NEI VULCANI. — La proprietà principale dei magma eruttivi è quella forza espansiva, per cui tendono a salire nell'interno della crosta terrestre.

Per le cose dette nei paragrafi precedenti, resta escluso che questa forza espansiva possa essere effetto di un ipotetico aumento di volume, che il magma stesso subisce durante il raffred-

damento e la consolidazione. Invece molte osservazioni da me riferite nel Cap. III dimostrano che nelle forti eruzioni aumenta la luminosità del magma e quindi la sua temperatura, la quale cresce pure in tutte le materie gassose emesse dal vulcano. Ne segue che il calore dev'essere l'energia, che fa salire il magma nell'interno della terra, lo fa esplodere e traboccare all'esterno. Ed è chiaro che il calore agisce in due modi per produrre rapidi aumenti di volume, cioè dilata le particelle stesse del magma ed espande i gas e le materie volatili in esso incluse.

Un'altra causa, che può determinare l'emersione dei magma allo stato di fluidità più o meno completa, è la spinta delle masse solide con cui sono a contatto; spinta proveniente dalle pressioni laterali sviluppate da porzioni della crosta terrestre in via di abbassamento.

È poi evidente che queste due cause non si escludono affatto, ma possono agire tanto contemporaneamente come separatamente una dall'altra.

L'ACQUA DEI VULCANI. — Come dissi nel Cap. IV, il vapore acqueo è il più abbondante e più costante tra i prodotti gassosi dei vulcani. Perciò lo Scrope, il Deville, il Silvestri, il Fouqué il Judd e tanti altri vulcanologi moderni sono concordi nel ritenere che l'azione del vapore acqueo sia necessaria per la produzione di tutti i fenomeni più importanti del vulcanismo ([1]). Infatti, riassumendo i molteplici fatti da me esposti, a questo riguardo, nei capitoli precedenti III e IV, possiamo dare come dimostrate le seguenti proposizioni:

1.° Nei vulcani trachi-andesitici la presenza dell'acqua è necessaria per la cristallizzazione del magma.

2.° In tutti i vulcani l'azione dell'acqua è la causa principale della vescicolazione del magma ([2]) (formazione delle scorie e delle pomici), e del suo salire nel condotto eruttivo.

3.° Il vapore acqueo è l'elaterio sempre assolutamente predominante nelle esplosioni «vulcaniane» e non sempre ma spesso anche in quelle «stromboliane».

([1]) JUDD, *Op. cit.*, p. 38, conclude che la causa delle eruzioni è: «the escape, from the midst of masses of molten materials, of imprisoned steam or water-gas».

([2]) Il Dana ritiene che nelle lave ordinarie, che costituiscono il pavimento craterico del Kilauea, la vescicolazione rappresenta il 50-60 % della massa, e che nelle scorie dello stesso vulcano talvolta raggiunge il 65-95 %.

4.° L'azione meccanica del vapore acqueo sulle pareti della montagna vulcanica e sul fondo craterico determina (in concorso con altre cause) fratture, apertura di bocche di esplosione e d'efflusso ecc.

Infine il vapore acqueo è uno dei fattori più importanti del metamorfismo fisico-chimico di contatto e periferico.

Certamente l'importanza del vapore acqueo e la sua maniera di agire sono molto diverse nei differenti vulcani, specialmente per la diversa natura del magma. Nei vulcani schiettamente basaltici (is. Riunione, is. Hawaii) il magma più fluido lascia sfuggire più facilmente e più *continuamente* il vapore acqueo; il contrario si verifica nei vulcani trachi-andesitici: perciò nei primi l'azione esplosiva del vapore acqueo è molto minore che nei secondi. Ma noi abbiamo visto che anche nei vulcani basaltici, appena l'ostruzione ritarda o sospende lo sviluppo del vapore acqueo, seguono fasi esplosive vulcaniane perfettamente simili a quelle dei vulcani trachi-andesitici.

Per formarci un'idea degli effetti meccanici, di cui è capace il vapore acqueo nei focolari vulcanici, bisognerebbe conoscere con esattezza l'enorme tensione che esso raggiunge, in ambiente chiuso, portato alla temperatura di 1300°-1400°. Secondo il Padre Secchi, tale tensione dovrebbe misurarsi a migliaia d' atmosfere [1], cioè sarebbe di 7940 atmosfere a 1000°.

Nè può essere un'obiezione contro l'ipotesi che la tensione del vapore acqueo sia causa ordinaria dell'ascesa del magma nel condotto vulcanico e delle esplosioni, il fatto che talvolta all'Etna la lava è visibile al fondo craterico senza che avvenga nessun fenomeno esplosivo, come osservarono lo Spallanzani nel 1788 e il prof. Riccò nel 1893-94. In questo caso evidentemente la forza espansiva delle materie gassose era completamente esaurita o equilibrata dal peso della colonna lavica molto alta; tanto è vero che nei vulcani molto più bassi (Stromboli, Vesuvio) tale equilibrio non si verifica e perciò la lava che riempie il condotto eruttivo è sempre esplodente.

Bisogna ammettere che l'acqua sia inclusa nel magma non

---

[1] SECCHI, *Lez. di Fisica terrestre*, p. 76. — Sappiamo dalle esperienze del professore Battelli (in *Mem. R. Accad. di Torino*, an. 1893) che l'acqua sottoposta in vasi chiusi alla temperatura di 364°,3, ossia alla così detta temperatura *critica*, sviluppa una tensione di 194 atmosfere.

solo allo stato di vapore, ma anche allo stato sferoidale, poichè al Vesuvio e all'Etna spesso si osserva che il fumo delle lave fluenti a superficie unita prima anidro e neutro si fa presto acido e idrico, appena comincia il raffreddamento; ciò non si può spiegare se non supponendo che l'acqua passi dallo stato sferoidale a quello di vapore, e, reagendo sui cloruri alcalini, sviluppi l'acido cloridrico (1).

Il 26 dello scorso gennaio (1906), visitando le lave che fluivano tranquillamente al Vesuvio presso la Stazione superiore della Funicolare, trovai che esalavano vapori apparentemente anidri formati da cloruri volatilizzati; ma, avendo introdotto per circa un metro un grosso palo di ferro nell'interno del magma fluido, lo estrassi ricoperto di uno strato di acqua acida.

Pure al Vesuvio, sulle lave del 1899, ferme ma ancora incandescenti nell'interno (2), constatai nel modo più sicuro che la trasformazione delle fumarole anidre e neutre in fumarole idriche ed acide avviene come semplice conseguenza del raffreddamento: il che conferma la supposizione fatta sopra dell'esistenza dell'acqua allo stato sferoidale.

ORIGINE DELL'ACQUA DEI VULCANI. — Intorno all'origine dell'acqua dei vulcani si sono fatte tutte le ipotesi possibili cioè: 1° che essa provenga dal mare; 2° che sia di origine meteorica, 3° che sia l'acqua di cava ossia quell'acqua di cui tutte le rocce sono più o meno impregnate (S. Meunier); 4° che sia acqua esistente originariamente nel magma (Tschermak).

Noi dobbiamo escludere la quarta supposizione; perchè già abbiamo detto che non ammettiamo la dipendenza dei vulcani attuali da un magma primitivo universale.

Quanto alle altre tre ipotesi, non si escludono reciprocamente, e possono essere contemporaneamente vere, ma dirò tra poco le ragioni che dimostrano l'azione preponderante dell'acqua marina.

---

(1) Lo Scrope, *op. cit.*, pag. 40, forse per il primo pensò che le lave incandescenti contengano acqua allo stato sferoidale. E lo Stoppani, *op. cit.*, vol. III, p. 141, espresse l'opinione che la presenza di quest'acqua sia la causa precipua dei fenomeni eruttivi presentati dal magma posteriormente alla sua emissione. L'ISSEL, *Bull. del Vulc. it.*, a. 1874, mette in dubbio questa spiegazione; ma io faccio osservare che, senza questa ipotesi, la trasformazione delle fumarole anidre in idriche sulle lave fluenti resterebbe inesplicabile.

(2) Vedi le mie « *Notizie vesuviane*, anno 1899 e an. 1901 ».

Stanislao Meunier, per dimostrare l'importanza dell'acqua originaria, esistente nelle rocce, come causa dei fenomeni eruttivi, cita il fatto di un mattone umido che, cadendo nel crogiuolo d'un alto-forno, cagiona una forte esplosione. Ciò è vero; ma evidentemente questa causa è affatto sproporzionata all'effetto; poichè noi abbiamo visto (pag. 213) che si tratta non di centinaia ma di milioni di metri cubi d'acqua che taluni vulcani emettono in una sola eruzione.

Contro la penetrazione dell'acqua esterna marina o meteorica nei focolari vulcani, si obbiettò che è difficile intendere questa alimentazione, perchè parebbe che l'acqua a mano a mano che si approfonda, incontrando un'alta temperatura e riducendosi in vapore, debba necessariamente far ritorno verso la superficie per le stesse vie, per le quali è penetrata. Ma Daubrée ha dimostrato, con apposite esperienze, come sia possibile la infiltrazione capillare dell'acqua attraverso pareti porose, non ostante una forte contropressione di vapore, e come il calore verso cui va incontro l'acqua approfondandosi sotterra non si opponga alla filtrazione ma quasi la favorisca. A questo scopo, egli adoperava un vaso col fondo di grès contenente acqua e sovrapposto come coperchio a un recipiente, in cui c'era vapore acqueo che portava a 160°. Orbene, vedeva l'acqua filtrare copiosamente dal primo al secondo vaso attraverso il grès [1].

L'alimentazione dei vulcani attivi per mezzo dell'acqua marina è dimostrata dai seguenti fatti.

1.° La posizione dei vulcani attivi nelle isole o al perimetro dei continenti: i vulcani continentali sono spenti o quiescenti. Le eccezioni, del resto rarissime, facilmente si spiegano per la vicinanza di grandi laghi. Per esempio, la sola eruzione recente avvenuta nell'interno dell'Africa equatoriale è quella del vulcano Teleki (pag. 234) situato sulla spiaggia del lago Rodolfo e al disotto del livello del mare. Il Fuchs, nel 1875, faceva notare che delle eruzioni posteriori alla metà del secolo XVIII i $^{7}/_{10}$ avvennero nelle isole, le altre quasi tutte vicino alle coste (pag. 380).

---

[1] Il Daubrée, *op. cit.*, p. 246, scrive: « En résumé.... je serais porté a conclure, de l'expérience qui fait l'objet de ce chapitre, que l'eau de la surface pourrait, sous l'action combinée de la capillarité et de la chaleur, descendre jusque dans des parties profondes du globe. Ces parties seraient ainsi établies dans un état journalier de recette et de dépense, et cela par un procédé des plus simples, mais bien différent du mécanisme du siphon... ».

2.° L'esame dei prodotti delle fumarole dei crateri e delle lave fluenti, come da me venne esposta nel Cap. IV, dimostra nel modo più luminoso l'azione almeno predominante dell'acqua marina al Vesuvio, all'Etna, a Santorino, all'Hekla. E anche l'ordine con cui si succedono tali prodotti è proprio quello che deve aspettarsi dal contatto dell'acqua marina col magma lavico, cioè: prima cloruri di sodio e di potassio, poi flotti enormi di acido cloridrico e conseguente formazione di cloruri di ferro, di rame, di calcio, ecc., e di carbonati di sodio, di potassio e di ammonio ecc. Certamente può far meraviglia che, nei vulcani, i composti del magnesio siano relativamente rari, mentre nell'acqua marina sono abbondanti il cloruro e il solfato relativo. Ma anzitutto non mancano, poichè lo Scacchi ha trovato la cloromagnesite tra i prodotti del cratere vesuviano; di più, è noto che una mescolanza di solfato di magnesio e di cloruro di sodio riscaldata in una corrente di vapore d'acqua, sviluppa acido cloridrico, dando origine a solfato di sodio e a magnesia caustica, la quale facilmente viene assimilata dal magma, per formare silicati di magnesia (pirosseni e olivina).

3.° La quantità di acqua emessa dai vulcani esplosivi è tanto enorme (pag. 135), che, almeno per le regioni dove le pioggie sono scarse, basta a dimostrare la necessità di ammettere la penetrazione dell'acqua marina. Come, per esempio, si potrebbe altrimenti spiegare la grande attività esplosiva di Vulcano e dello Stromboli, mentre nelle isole Eolie le precipitazioni atmosferiche sono di poca importanza? [1] Si aggiunga che i parossismi esplosivi di questi vulcani avvennero in tutte le epoche dell'anno indipendentemente dalle stagioni di pioggie e di siccità. Per esempio, l'ultimo grande periodo esplosivo di Vulcano cominciò il 3 agosto (pag. 131), e le più forti eruzioni recenti dello Stromboli si verificarono pure in estate, cioè: il 24 giugno e 31 agosto 1891 e nell'agosto 1905.

Recentemente il prof. De Lorenzo [2] espresse l'opinione che la causa della violentissima fase esplosiva accaduta al Vesuvio nel maggio 1900 siano state le piogge copiose dell'inverno im-

---

[1] Non si conosce il valore medio della precipitazione atmosferica nelle Eolie; ma si sa che a Palermo è appena di 552 mm. all'anno.

[2] De Lorenzo, *Sulla probabile causa dell'attuale attività del Vesuvio*, in *Rend. R. Acc. Sc. di Napoli*, maggio 1900 e *La pioggia e il Vesuvio*, Ivi, marzo 1901.

mediatamente precedente. Ma la storia del Vesuvio ci mostra che molte volte successe perfettamente il contrario: basti citare le grandi esplosioni cominciate al Vesuvio il 20 settembre 1904, il 29 luglio 1707, il 12 agosto 1682 e specialmente l'eruzione dell'agosto 1779, che fu uno dei più grandi parossismi esplosivi che presentò il Vesuvio nei tempi moderni.

Il De Lorenzo fa notare, in favore della sua tesi, che su 102 eruzioni del Vesuvio 37 avvennero nell'inverno, e solo 9 avvennero in autunno. Ma se questa preponderanza invernale non fosse casuale, dovrebbe verificarsi anche per l'Etna, mentre il prof. Riccò da uno studio statistico molto accurato sulle eruzioni di questo vulcano viene alla conclusione che « le piogge non determinano le eruzioni etnee » (1). E allo stesso risultato negativo viene il prof. E. Semmola (2), considerando i massimi e i minimi di attività del Vesuvio in rapporto con le pioggie nei 33 anni corsi tra il 1867 e il 1900.

Azione dell'acqua meteorica. — Al Vesuvio io notai in molte occasioni l'influenza delle acque meteoriche non sul vapore proveniente direttamente dal condotto centrale, ma sulla portata delle *fumarole esterne* esistenti presso la cima del vulcano (3). Per spiegare ciò, bisogna ammettere che l'acqua piovana, penetrando per infiltrazione nell'interno del gran cono vesuviano, prima di raggiungere il condotto centrale, passi allo stato di vapore e ritorni all'esterno in tutti i punti dove il cono stesso presenta lesioni antiche e recenti.

Anche nel cratere del Kilauea il Brigham osservò fumarole, da cui emanava vapore acqueo quasi puro proveniente con tutta probabilità dalla filtrazione dell'acqua piovana.

L'azione dell'acqua meteorica sul dinamismo eruttivo appare più importante e più evidente nei vulcani tropicali, per esempio alle Piccole Antille, come già si è visto (pag. 206), e all'isola di Giava. Secondo lo Stöhr, l'attività esplosiva moderata del Bromo è certamente alimentata dalla filtrazione delle acque atmosferiche; infatti il Dasar, nell'interno del quale si eleva il

---

(1) A. Riccò, *Eruzioni e piogge*, in *Atti Acc. Gioenia*, Catania, vol. XVII.

(2) E. Semmola, *La pioggia e il Vesuvio*, in *Rend. R. Acc. Sc. di Napoli*, fasc. ag.-dic. 1900 e marzo 1901,

(3) G. Mercalli, *Notizie vesuviane*, an. 1901, p. 15 e an. 1903 genn.-giugno, p. 21.

Bromo, è chiuso da tutte le parti e tuttavia le acque piovane non vi si raccolgono a formare un lago.

Origine del calore dei vulcani. — Il problema più arduo e più interessante per la vulcanologia è quello dell'origine del calore, che è la vera *forza motrice* dei vulcani.

Le ipotesi essenzialmente diverse sono due, cioè: 1° calore dei vulcani è un *residuo* del calore originario primitivo, che il nostro pianeta portò seco, staccandosi dalla nebulosa solare, secondo la teoria cosmogonica di Kant e di Laplace; 2° è un calore che si rinnova e si riproduce per fenomeni meccanici o fisico-chimici, che si compiono ancora attualmente nell'interno della Terra.

È noto che su tutto il globo, tanto vicino come lontano delle regioni vulcaniche, la temperatura interna della terra aumenta al disotto del così detto *strato di temperatura invariabile*, e aumenta con legge quasi costante cioè di 1° C. per ogni 30-40 m.

Per spiegare l'esistenza di questa costante fisica terrestre, mentre noi sappiamo che le parti superficiali del globo perdono continuamente calore, per irraggiamento, per conduttività e per i fenomeni vulcanici e pseudovulcanici, bisogna ammettere che *un afflusso di calore si elevi dalle parti più interne del nostro pianeta verso l'esterno*. E pur ritenendo ammissibile che questo calore possa essere il residuo di quello primitivo o cosmico, che mantiene ancora oggidì il nucleo terrestre ad altissima temperatura; tuttavia non pare che esso basti a spiegare i fenomeni vulcanici. Infatti abbiamo visto che i focolari vulcanici sono bacini magmatici localizzati e chiusi verso l'interno della terra ossia contenuti nello spessore della crosta terrestre; mentre, se il calore che fonde le materie laviche provenisse direttamente dal nucleo terrestre, i focolari vulcanici dovrebbero avere canali di alimentazione, che si protendono in basso fino al nucleo stesso.

D'altra parte, la formazione di nuovi focolari vulcanici nelle diverse epoche geologiche è un fatto accertato; perciò bisogna ammettere che cause speciali localizzate nel tempo e nello spazio abbiano fornito il calore necessario. Queste cause sono di due categorie, cioè: fisico-chimiche e meccaniche.

a) *Ipotesi chimiche*. — I fenomeni di ossidazione, e specialmente l'azione dell'acqua sulle piriti tanto abbondanti nella crosta della terra, possono sviluppare gran quantità di calore.

È noto, per esempio, che nelle miniere di litantrace l'azione ossidante dell'acqua sulle piriti produsse non rare volte la combustione degli scisti bituminosi e del carbon fossile. E il Lémery riproduceva fenomeni eruttivi in miniatura, ponendo a una certa profondità sotto il suolo una miscela di solfo e di ferro in polvere umettati con poca acqua, la quale bastava per sviluppare tanto calore da determinare in breve tempo la combustione.

H. Davy, lo scopritore dei metalli alcalini potassio e sodio, pensava che grandi ammassi di questi metalli possono esistere nell'interno della terra allo stato non ossidato; e perciò quando l'acqua penetra fino ad essi, viene prontamente decomposta, l'ossigeno si combina coi metalli e l'idrogeno si sviluppa. Il calore prodotto da queste ossidazioni sarebbe sufficiente per determinare la fusione delle rocce circostanti. Siccome le moderne ricerche di Bunsen, di Fouqué e di altri sui prodotti gassosi dei vulcani, hanno dimostrato che in questi l'idrogeno emana in gran copia e spesso s'infiamma, quando giunge a contatto con l'aria atmosferica (pag. 221), l'antica idea di Davy generalmente considerata come troppo ipotetica, merita di essere presa in seria considerazione. Non solo il potassio e il sodio, ma anche l'alluminio, il calcio, il magnesio, il ferro si trovano nel magma lavico allo stato di ossidi o di ossisali; mi pare quindi che si possa concludere che la formazione del magma non sia altro che un grandioso fenomeno di ossidazione ossia di lenta combustione, [1] la quale può benissimo generare l'energia termica sufficiente per portare le rocce ad altissime temperature, e quindi allo stato di fusione se non attuale almeno potenziale. Poichè il magma, ancora solido per eccesso di pressione nel focolare vulcanico (pag. 171, nota), sollevandosi verso le parti superficiali della crosta terrestre, per la formazione di spaccature, può rammolirsi e fondere senza aumento di temperatura [2].

Il Lyell conviene pienamente nel dare una grande importanza ai fenomeni chimici nella produzione del calore dei vul-

---

[1] Nel capitolo « Chimismo dei vulcani » già abbiamo visto che l'azione ossidante dell'acqua sui cloruri e sui solfuri spiega l'origine dell'acido cloridrico, dell'anidride solforosa e di altri prodotti delle eruzioni. Gay-Lussac, Daubrée, Fouqué, Silvestri ed altri dimostrarono anche esperimentalmente l'azione ossidante dell'acqua nei focolari dei vulcani.

[2] REYER, *Theor. Geologie*, pag. 200.

cani, poichè scrive: « Un tel développement de chaleur, accompagné d'actions et de réactions chimiques dans certaines parties des profondeurs de la terre, n'a rien qui soit aussi étonnant que un état ordinaire de repos et d'inertie dans la masse intérieure. Quand on considère la nature combustible des éléments dont est formée la partie du globe que nous connaisson, la facilité avec laquelle leurs composés peuvent être dissociés et donner naissance à des combinaisons nouvelles, la quantité de chaleur qu'ils émettent pendant ces divers opérations; quand'on songe à la force expansive de la vapeur..., il est bien permis de s'étonner, avec Pline, qu'un seul jour se passe sans qu'une conflagration générale ait lieu... » (1).

Ipotesi meccaniche. — Già Descartes fin dal 1644 intuiva che gli sprofondamenti, conseguenti alla contrazione del nucleo centrale della terra, potessero causare la fusione delle rocce; e, nei tempi moderni, Volger, Mohr, Vose, Wurtz richiamarono l'attenzione sull'importanza geologica della trasformazione dei movimenti della crosta della terra in calore (2). Si ricordi che la vulcanicità si manifestò sempre nelle diverse parti del globo come fenomeno concomitante o conseguente ai grandi corrugamenti orogenici, per i quali un'enorme quantità di energia termica deve generarsi per trasformazione del lavoro meccanico delle compressioni e degli sfregamenti, che avvengono fra le diverse parti dislocate della crosta terrestre. In tal modo il calore dei vulcani sarebbe una trasformazione della forza di gravità. Infatti noi sappiamo che nei lenti movimenti della crosta terrestre predominano gli abbassamenti. Orbene la forza viva generata da una porzione della crosta della terra, che si abbassa di parecchie migliaia di metri, in parte sarà consumata nelle spinte tangenziali, che mettono in movimento altre masse laterali, ma in gran parte, nell'atto che il movimento si arresta, certamente si trasformerà in energia termica. R. Mallet fu il principale sostenitore dell'origine meccanica del calore dei vulcani e dei fenomeni pseudovulcanici; ma forse esagerò, dando troppo poco valore all'azione dei fenomeni chimici. Egli riassume la sua teoria colle seguenti parole (3): *Il calore, da cui*

(1) Lyell, *Principes de Géol.*, trad. par Ginestou, vol. II, 300.
(2) Reyer, *Ansichten über die Ursachen der Vulcane*, Wien 1882.
(3) *Op. cit.*, p. 38.

attualmente deriva la forza vulcanica della Terra, è localmente generato nella solida crosta terrestre per trasformazione del lavoro meccanico delle compressioni e degli schiacciamenti delle parti di questa crosta, causati per la più rapida contrazione del nucleo terrestre caldo in via di raffreddamento. Ne seguono sprofondamenti più o meno importanti della crosta in causa del suo peso.

Mallet, in base ad esperienze e ai principî della termodinamica, ha calcolato, che 7200 miglia (ingl.) cubiche di rocce schiacciate e stritolate basterebbero per produrre l'energia termica sufficiente per fondere e portare all'esterno tutto il materiale, che costituisce i 400 coni vulcanici attivi attualmente distribuiti sulla superficie del Globo [1].

Per spiegare la riproduzione del calore terrestre, il prof. Consiglio Ponte di Catania [2] giustamente fece osservare, che gran parte del calore emesso dai vulcani, dalle sorgenti termali ecc. ritorna alla terra specialmente per mezzo dei venti, delle precipitazioni atmosferiche e delle acque correnti.

Infine noi sappiamo che la terra riceve una quantità enorme di calore dal Sole sia direttamente sotto forma di movimento termico-luminoso, sia indirettamente sotto forma di elettricismo e di magnetismo, i quali, per le resistenze che incontrano nella loro propagazione, si trasformano alla loro volta in calore.

In conclusione, io ritengo che il calore terrestre sia intrattenuto da molteplici cause chimico-fisiche-meccaniche, che non si escludono, ma si completano a vicenda nella loro azione, e che compensano, se non per intero, almeno in gran parte le perdite del calore iniziale ormai molto affievolito ma non esausto: il quale è ancora il substrato di tutte le altre energie telluriche.

---

[1] Mallet, *op. cit.*, p. 106. — All'obiezione del Reyer (*Theor. Geologie*, p. 208), che i vulcani non sono posti, come vorrebbe la teoria di Mallet, nelle regioni più dislocate, ho già risposto sopra, dove parlai intorno alla situazione dei vulcani in vicinanza alle aree di massimo sprofondamento.

[2] S. Consiglio Ponte, *Causa determinante la riproduzione del calore terrestre*, in *Atti Accad. Gioenia*, Catania 1880.

CAPITOLO X.

Funzione dei Vulcani

FORMAZIONE DI ROCCE E DI MINERALI. — Nell'economia della natura i vulcani sono agenti tellurici di somma importanza. In tutte le parti del globo ci sono monti e intere catene di montagne formate da graniti, da porfidi, da serpentine, da trachiti e da basalti traboccati dall'interno della Terra. Tutte le isole oceaniche sono di origine vulcanica; poichè anche le costruzioni madreporiche sorgono sempre intorno ad uno scoglio che rappresenta il residuo d'un vulcano spento.

Come dissi al principio di questo libro, molte rocce eruttive non giungono direttamente fino all'esterno (rocce intrusive), ma poi, nelle epoche geologiche successive, per effetto della denudazione meteorica o di lenti sollevamenti vengono alla luce. E così la parte esterna della litosfera terrestre si rinnova, e il suo ringiovanimento è prodotto da una vera *circolazione* delle rocce operata dal vulcanismo.

Esaminando l'azione metamorfica dei vulcani, abbiamo visto che tutti i più ricchi giacimenti di minerali cristallizzati hanno origine al contatto tra i magma eruttivi e le rocce sedimentari. Per esempio, splendidi cristalli di idocrasia, di granato, di wollastonite, di mejonite ecc. si rinvengono nei massi rigettati dal Somma, dal lago di Bolsena, dal lago di Laach (Eifel).

E quest'azione mineralogenica dei vulcani si continua per migliaia di anni anche dopo la loro estinzione, e dà luogo alla formazione di grandi depositi di silice, di zolfo, di allumi, di travertini ecc.

I vulcani distruggono per edificare: nell'interno della terra fondono le rocce e i minerali, li volatilizzano, ovvero li frammentano o li polverizzano; poi portano tutti questi materiali all'esterno e li accumulano sotto altra forma, edificando nuove rocce massiccie o frammentizie o concrezionarie.

Paesaggio vulcanico. — In una regione vulcanica agiscono le forze orogeniche generali, ma ad esse se ne aggiungono altre speciali non meno potenti e perciò risultano condizioni oro-idrografiche più variate, più complesse, più mutevoli, ed, in generale, più propizie alla vita e alla prosperità dell'uomo.

Confrontate per esempio la campagna Romana brulla e monotona con le ridenti colline di Frascati e dei dintorni di Viterbo e di Montefiascone, e troverete che la profonda differenza orografica è dovuta interamente all'azione vulcanica.

Similmente l'amenità e la fecondità non mai abbastanza decantate della Campania Felice sono per intero dovute ai vulcani di Roccamonfina, dei Campi Flegrei e del Vesuvio. La lussuriosa vegetazione delle falde vesuviane, dove i tralci della vite si rompono sotto il peso dei turgidi grappoli, dove i fichi, i mandorli e gli aranci sono riboccanti di frutti e i legumi abbondanti, teneri e saporitissimi, non è solamente un effetto della mitezza del clima, comune anche alle circostanti montagne calcaree relativamente sterili, ma deve cercarsi nella natura chimica e nello stato fisico-meccanico dei materiali vulcanici di cui il suolo è composto. Perciò bene a ragione il Lyell, parlando dei dintorni di Napoli, scriveva: « Si le calcaire qui forme la roche fondamentale des Appennins était resté à nu sur toute son étendue, sa surface n'aurait pu pourvoir à la subsistance de la vingtième partie de ses habitants actuels » ([1]).

È vero che i vulcani attivi sono talvolta per l'uomo cagione di distruzione e di terrore e le loro lave rimangono per un certo tempo nude e deserte; ma, dopo pochi secoli, se il clima è favorevole, alimentano una rigogliosa vegetazione. Nella Francia centrale vi sono grandi espandimenti basaltici al contatto con rocce antiche scistose. Orbene, osserva il De Lapparent, « c'est un contraste remarquable, que celui, de la fertilitè des prairies auxquelles donne lieu l'altération superficielle du basalte, avec l'absolue stérilité des landes de bruyères assises sur les effleurements du micaschiste » ([2]).

I tratti più caratteristici del paesaggio vulcanico sono le montagne coniche semplici o a recinto, i vasti crateri (*caldere*) e i barranchi, i maars, i necks e i grandi espandimenti (pla-

---

([1]) Lyell, *Principes de Géologie*, trad. par Ginestou, V. II, p. 854.

([2]) *Traité de Géologie*, éd. IV, p. 1693.

teaux) formati da vulcani-spaccature. Le copiose piogge tropicali spiegano la frequenza dei crateri-laghi nelle isole della Sonda e in quelle delle Piccole Antille, e i profondi valloni di erosione, che solcano radialmente i loro grandi coni di cenere.

Se i vulcani salvino dai terremoti. — Ho già parlato dei terremoti vulcanici propriamente detti; ed ho pure detto (pag. 381) che molti terremoti di altra natura seguono molto da vicino l'allineamento dei vulcani, ed è perciò logico supporre che il maggior numero di essi siano perimetrici ossia intervulcanici. Ma, siccome sappiamo che i focolari sismici perimetrici non coincidono coi focolari dei vulcani attivi, quantunque siano a quelli limitrofi; si viene a concludere che i vulcani attivi salvano dai terremoti in questo senso che, se non esistessero tali vulcani, l'energia termica consumata nel dinamismo delle eruzioni, rimarrebbe latente nell'interno della terra e si trasformerebbe in energia sismica.

Secondo questo modo di vedere, i vulcani spenti o quiescenti da parecchi secoli, dovrebbero agire come centri sismici perimetrici, e questo difatti si verifica, per esempio, all'Epomeo d'Ischia, al Vulture, ai vulcani Laziali.

Quanto ai terremoti tanto frequenti e disastrosi dell'Italia meridionale, io stesso ho dimostrato [1] nel modo più sicuro che essi non provengono nè dal Vesuvio, nè dai vulcani delle Eolie, ma da centri sismici proprî ed indipendenti di Calabria, di Basilicata, della Capitanata, del Molise ecc. Non è qui il luogo di approfondire la ricerca della natura di questi ipocentri sismici, ma, almeno per quelli più prossimi ai vulcani attivi o quiescenti dell'Italia meridionale, mi pare ammissibile che la loro azione possa essere una manifestazione di fenomeni endovulcanici o intrusivi, cioè di magma in via di formazione, che si espandono e si spostano nell'interno della crosta della terra, senza poter venire all'esterno, per le condizioni tettoniche speciali della regione.

In ogni modo, in generale, i vulcani attivi italiani o non mostrarono rapporti costanti rispetto all'attività degli indicati centri sismici, ovvero presentarono più frequentemente casi di

---

[1] G. Mercalli, *Op. cit.*, e specialmente « *I terremoti della Calabria meridionale e del Messinese*, Roma 1897, p. 151.

sincronismo (in senso largo) che non di antagonismo, il contrario di quello che avrebbe dovuto verificarsi se avessero agito da *valvole di sicurezza*, secondo il concetto humboldtiano.

Per esempio, il 16 dicembre 1857, mentre avveniva un terremoto disastrosissimo in Basilicata, il Vesuvio era in piena attività effusiva; ed in generale l'attività sismica e l'attività vulcanica ebbero nell'Italia meridionale un risveglio largamente sincronico dal principio del secolo XVII al presente.

A più forte ragione, si dovranno considerare come indipendenti dall'azione dei vulcani i terremoti di dislocazione orogenica o di assettamento carsico, che possono avvenire indifferentemente tanto nelle regioni lontane come in quelle vicine ai vulcani attivi.

Il vulcanismo nell'economia tellurica. — Sotto l'azione degradatrice indefessa e potentissima dell'aria, delle acque correnti e del mare, sarebbe inevitabile la completa scomparsa dei continenti, che ritornerebbero all'Oceano, donde sono nati. Anche gli organismi secretori, che formano in mare nuove rocce, lavorano a spese dei continenti, che, per mezzo dei fiumi, loro forniscono il carbonato di calcio e la silice.

Ma le forze endogene reagiscono contro questa azione livellatrice e demolitrice degli agenti esogeni. I magma eruttivi in parte traboccano all'esterno e costruiscono nuovi monti e nuove isole, in parte s'insinuano tra gli strati nello spessore della crosta terrestre e con formazioni laccolitiche o filoniane sollevano lentamente gli strati. Altrove si verificano bradisismi positivi, prodotti dalla semplice dilatazione di rocce profonde riscaldate dallo stesso calore che alimenta i vulcani. Le salse, i geysers, le sorgenti termo-minerali, supplendo col numero alla poca intensità dei loro effetti, coadiuvano i vulcani e i bradisismi nella loro azione edificatrice.

Se si riflette che, colla scomparsa dei continenti, necessariamente cesserebbe anche ogni vita organica, apparirà sempre più necessaria quest'azione riparatrice del vulcanismo.

Concludiamo che i vulcani, i sismi e i bradisismi sono le manifestazioni più importanti e più evidenti della vita di un Pianeta, di cui non rimarrebbe che il cadavere, quando questi fenomeni venissero a mancare completamente.

Forse la Luna è già arrivata a quest'ultimo stadio della sua esistenza. Speriamo che la Terra ne sia ancora molto lontana.

APPENDICE

I minerali *essenziali* delle rocce eruttive moderne, cioè dei vulcani attivi o spenti da poco tempo, sono i seguenti:

Quarzo. — Biossido di silicio o silice anidra e cristallizzata in prismi dimetrici esagonali. Fonde solo al dardo del gas ossidrico.

Opale. — È silice idrata e amorfa.

Ortose (var. Sanidino). — È silicato di alluminio e di potassio cristallizzato in forme monocline: fonde difficilmente al canello.

Feldspati triclini o plagioclasici. — Sono silicati di alluminio e di sodio o di calcio, cioè: *Albite*, silicato sodico; *Anortite*, silicato calcico; *Oligoclasio*, silicato sodico-calcico; *Labrador*, silicato calcico-sodico; *Andesina* (che forma i microliti listiformi delle Andesiti), intermedia tra l'oligoclasio e il labrador, ma più prossima al primo. Il labrador è un po' più fusibile degli altri feldspati, e perciò predomina nelle rocce basaltoidi.

Leucite. — È silicato di alluminio e di potassio cristallizzato in trapezoedri: è infusibile al canello.

Nefelina. — Silicato di alluminio e di sodio, cristallizzato in prismi dimetrici esagonali: fonde con difficoltà al canello.

Haüyna (var. Noseana). — Silicato sodico-calcico con solfato di calcio; cristallizza in forme cubiche.

Sodalite. — È silicato di alluminio e sodio con cloruro sodico: cristallizza in rombododecaedri.

Miche. — Comprendono diverse specie, che hanno in comune il carattere di una sola direzione di clivaggio assai facile, per cui si dividono in sottili laminette flessibili ed elastiche e molto splendenti. Sono silicati di alluminio, di potassio, di litio, di magnesio, di ferro: contengono piccole quantità di fluore e sono idrate. La *biotite* o mica magnesiana-ferrifera, di colore oscuro (verde-nerastro), è la varietà più comune nelle rocce vulcaniche moderne.

Augite. — Varietà di pirosseno monoclino formato da silicato di calcio, magnesio e ferro; di colore verde-oscuro o quasi nero: fonde al canello. — Il *diallagio* è un'altra varietà di pirosseno di colore grigio-verdastro.

Ipersteno. — Pirosseno ortorombico simile per il colore all'augite, dalla quale differisce perchè contiene poco o niente di calcio.

Orniblenda (var. di Anfibolo). — Molto simile per la composizione chimica e per il colore all'augite: cristallizza pure in prismi monoclini, ma diversi da quelli dell'augite perchè l'angolo diedro dello spigolo verticale anteriore è molto più ottuso.

Olivina. — È silicato di magnesio e di ferro cristallizzato in forme ortorombiche; di colore verde-oliva e infusibile al canello.

Melilite. — È un silicato di alluminio, calcio, magnesio, sodio e ferro: critallizza in forme quadratiche (gruppo delle Werneriti): ha colore giallo e fonde lentamente al canello.

Magnetite. — È ferro ossidulato della formula Fe_3O_4, di colore nero; opaca anche in sezione sottile: la varietà amorfa granulare possiede la polarità magnetica.

Come si è detto a pag. 22, le rocce neovulcaniche si possono dividere in quattro gruppi nel seguente modo:

I. Rocce ortoclasiche.

Riolite (*Liparite* di Roth). — Minerali predominanti: sanidina e quarzo; subordinati: mica, anfibola, oligoclasio, augite, base vitrea in generale abbondante. La silice varia tra 70 e 77 $^0/_0$.

Varietà vetrosa: Retinite liparitica, ossidiana, vetrofiro (retinite porfirica), pomice.

Trachiti. — Sono rocce in generale di colore piuttosto chiaro e scabrose al tatto: differiscono dal basalte per essere più ricche in silice e in alcali e più povere di magnesia e di ferro. Minerale predominante il sanidino; subordinati: oligoclasio, anfibolo, augite, iperstcno, mica nera, magnetite, apatite ecc. La silice varia tra 57 e 65 $^0/_0$.

Varietà: sanidinite, trachite anfibolica, micacea, pirossenica, ecc., trachiti passanti ad andesite o a fonolite: sono pure trachiti la domite (Puy de Dôme), il piperno (Eutassite) ecc.

Varietà vetrosa: jalotrachite, ossidiane e pomici dei Campi Flegrei e dell'isola d'Ischia.

Fonolite. — Minerali essenziali: sanidina e nefelina; subordinati: feldspati sodio-calcici, augite, anfibolo, magnetite, leucite, haüyna: frequente la struttura fluidale.

Varietà: fonolite comune (nefelinica), fonolite leucitica (leucitofiro), fonolite haüynica, ecc.

II. Rocce plagioclasiche.

Andesiti. — Sono rocce intermedie fra i basalti e le trachiti, variando molto nel tenore in silice (54 a 61 $^0/_0$): quelle più basiche (augitiche) fanno passaggio ai basalti; quelle acide fanno passaggio alle trachiti. Minerali essenziali: feldspato plagioclasio (oligoclasio), biotite,

anfibola, augite, ipersteno; subordinati: sanidino, haüyna, olivina, magnetite.

Si distinguono diverse varietà specialmente secondo la natura del minerale ferro-magnesiano predominante, cioè:

a) Andesite micaceo-anfibolica, a cui appartiene la propylite di Richthofen;

b) Andesiti ad augite (trachi-doleriti di Abich);

c) Andesite a ipersteno;

d) Trachi-andesiti cioè andesiti con grossi cristalli porfirici di sanidino (Viterbese).

e) Andesiti ad haüyna.

f) Hyaloandesiti, cioè ossidiane e pomici andesitiche.

Daciti. — Sono andesiti quarzifere formate da una pasta microlitica di oligoclasio predominante e base amorfa (Felsodacite) e da segregazioni di mica nera, anfibola o augite, oligoclasio, quarzo.

Basalte. — È l'equivalente moderno del melafiro: presenta pasta nerastra apparentemente compatta e omogenea (afanitica) o finamente granulosa (anamesite), formata da labrador o da anortite, da augite e da magnetite, con o senza base amorfa: le segregazioni sono di augite, di olivina e di feldspato plagioclasio.

Il peso specifico è quasi 3: la silice è, in generale, compresa tra 45 e 52 %.

Le Labradoriti di Fouqué e Levy sono basalti labradoritici poveri di olivina.

La Dolerite (equivalente moderno delle diabasi) ha tessitura olocristallina un po' più visibilmente granulosa del basalte: è un po' più ricca di silice e più povera di magnesia.

Le varietà vetrose di basalte prendono il nome di Tachylite e di Hyalomelano.

III. ROCCE CON UN FELDSPATOIDE ESSENZIALE (LEUCITE, NEFELINA, HAÜYNA, ECC.).

Leucitite. — Roccia nerastra d'apparenza compatto-basaltica, formata da microliti di augite, leucite, magnetite. Talvolta si aggiunge l'olivina (Basalte leucitico), ovvero il plagioclasio (Leucotefrite) ovvero plagioclasio e olivina insieme (Leucobasanite).

Analogamente c'è una serie di rocce, che prendono il nome di Nefelinite (nefelina e augite), Basalte nefelinico (nefelina, augite e olivina), Tefrite nefelinica (nefelina, augite e plagioclasio) e Basanite nefelinica, quando si aggiunge l'olivina.

Infine c'è l'Haüynofiro (leucite, augite e haüyna) e la Leucitite melilitica essenzialmente formata da leucite, augite e melilite.

I feldspatoidi, e specialmente la leucite, sono talvolta abbondanti anche in rocce ortoclasiche: per esempio, vi sono varietà di fonolite e di trachite ricche di fenocristalli di leucite.

IV. Rocce senza elementi bianchi.

Limburgite. — Roccia formata da augite ed olivina: è ultrabasica cioè con 40-45 % di silice. Quando contiene alquanto plagioclasio, fa passaggio al basalte.

Peridotite. — L'olivina è assolutamente predominante, quasi sola o con poco diallagio, augite o enstatite (pirosseno rombico). Per alterazione ne derivano le Serpentine.

Augitite. — Roccia basaltoide quasi esclusivamente costituita da augite. Quando si aggiunge in quantità notevole il plagioclasio, rimanendo però l'augite sensibilmente predominante, si ha l'*Augitofiro*. La Spilite citata a pag. 31 è una varietà di augitofiro caratterizzata dall'abituale struttura amigdaloide (Diabase amigdaloide di alcuni autori).

SPIEGAZIONE DELLE TAVOLE

Tav. I. — Monte Tarawera (N. Zelanda): il gran crepaccio esplosivo veduto dopo l'eruzione del 1886 (fot. B. Friedlaender).

Tav. II. — Veduta del vulcano Giorgio I (Santorino). Sul davanti, le lave di Aphroessa ancora fumanti: in fondo, *falaise* dell'isola Thera ossia l'antico recinto (vedi fig. 68). A sinistra, il cono spento del 1707: verso il mezzo, il cono attivo Giorgio I del 1866, il quale mostra una colata a blocchi, che scende verso destra (da F. Fouqué).

Tav. III. — Veduta generale dell'Etna presa da Taormina. La parte superiore del cono è coperta di neve e il cratere terminale dà solo molti vapori (stato di solfatara).

Tav. IV. — Veduta generale del Vesuvio da Napoli. A sinistra il m. Somma (recinto). Fotografia presa nella seconda metà di settembre 1904, mentre il cratere era in forte attività esplosiva (esplosioni miste).

Tav. V. — Cratere di sprofondamento del Vesuvio formatosi il 3 luglio 1895, visto da ponente: a destra il fondo craterico che dà solo vapori; a sinistra, verso levante, due terrazzi di sprofondamento (Fotografia Brogi).

Tav. VI. — Cratere del Kilauea (isola Hawaii) visto dall'orlo del cratere secondario (più interno), da E N E: in fondo, si vede alzarsi l'orlo del cratere primario, più grande. In molti punti si vedono rigagnoli di lava traboccare dall'argine circolare, che sostiene il « lago di lava ». La fotografia è eseguita nella primavera del 1893, mentre il vulcano era nel suo stato normale di attività continua, ma senza fenomeni violenti (Fot. G. T. Silva, in Hilo).

Tav. VII. — Il cono terminale dell'Etna e la Valle del Bove con l'indicazione dei principali dicchi, delle lave e dei conetti laterali.

Tav. VIII. — Lago caldo alla cima del Ruapehu (vulcano quiescente della N. Zelanda) nel 1897. Da una fot. di B. Friedlaender.

Tav. IX. — L'isola Niuafoou (Tonga) e il suo grande cratere-lago: a sinistra, tra le piante, si vedono i conetti di cenere dell'ultima eruzione del 1886. Veduta presa dal Biu (da sud) da B. Friedlaender.

Tav. X. — Solfatara di Pozzuoli: la parete interna di sud-est e

la Bocca Grande: ben si rileva dalla figura, che ora i vapori della fumarola maggiore, in seguito ad un franamento avvenuto pochi anni fa, non escono più, come in passato, da una grotta, ma appena fuori di essa, sulla destra (fot. E. Aguilar 12 ott. 1903).

Tav. XI. — Mokuaweoweo ossia cratere del Mauna Loa. Fotografia eseguita di sera dall'orlo N-W del cratere, il 26 aprile 1896: posa di quasi 5 secondi. In alto, la luna piena; in mezzo, due « fontane di lava »; in molti punti, piccoli crepacci, che lasciano apparire la lava incandescente.

Tav. XII. — La fossa dell'isola Vulcano (Eolie) nel momento in cui avviene un'esplosione vulcaniana forte nel 14 febbraio 1889; veduta presa da nord, presso Vulcanello. Al centro, il getto d'una esplosione che comincia; a sinistra, vapore cinereo-oscuro di una esplosione avvenuta 14 minuti prima: sul davanti, il cratere laterale spento detto la « Forgia vecchia »: a destra di questa, si vede la corrente ossidianica delle « Pietrè Cotte » del 1771.

Tav. XIII. — Il Te Mari, cratere laterale del Tongariro (Nuova Zelanda), nel momento d'una esplosione vulcaniana debole. Fotografia presa dal dott. B. Friedlaender nel dicembre 1896.

Tav. XIV. — Isola di Krakatoa (arcip. della Sonda): esplosione vulcaniana fortissima del maggio 1883: a destra, si vede la cenere che piove abbondante sull'isola (da Verbeek).

Tav. XV. — Apparato eruttivo dell'eruzione eccentrica dell'Etna del 1892: il fumo oscuro a sinistra è dovuto ad esplosioni vulcaniane di due conetti situati sulla parte più alta della spaccatura; il vapore bianco a destra è di una colata di lava che sgorga dal conetto più basso. Fotografia di Ledru Mauro del 17 luglio 1892.

Tav. XVI. — Lava a corde nel cratere primario del Kilauea. Fotografia B. Friedlaender.

Tav. XVII. — Cratere colmato dalle lave a cordame presso la grotta de la Chapelle nell'isola della Riunione (isola Borbone).

Tav. XVIII. — Lava molto viscosa, a mammelloni nella parte SS-W dell'isola Niuafoou della Tonga. Fot. B. Friedlaender.

Tav. XIX. — Grotta in una lava stallattitica del Kilauea. Fotografia eseguita con luce di magnesio dal dott. B. Friedlaender.

Tav. XX. — La montagna Pelée e St. Pierre, dopo l'eruzione del maggio 1902: in fondo il domo-aguglia, che sorge nel cratere terminale; sul davanti, i resti di St. Pierre distrutta dalle « nubi ardenti » del 1902.

Tav. XXI. — Una « nube ardente » della montagna Pelée arrivata al mare: 16 dicembre 1902.

Tav. XXII. — L'isola Giulia disegnata dal capitano Wright verso il 25 agosto 1831, quando aveva raggiunto la sua massima grandezza.

Tav. XXIII. — A sinistra, il Somma dello Stromboli (cratere

primario spento), entro il quale, a destra, sorge eccentricamente il cono col cratere attivo (vedi pag. 69); tra le due alture c'è un vallone, dove il lapillo è ricco di cristalli liberi di augite geminati a croce, perciò la sua parte di est si chiama Portella delle Croci. Veduta presa guardando a S-W (fotografia B. Friedlaender, 18 sett. 1904).

Tav. XXIV. — Il cratere del Mauna Loa detto Moknaweoweo, verso la fine di aprile 1896: a destra, una fontana di lava. Veduta panoramica presa dall'orlo del cratere dal dott. B. Friedlaender.

Tav. XXV. — Veduta generale del Mauna Kea (isola Hawaii) presa da Hilo (fotografia B. Friedlaender).

Tav. XXVI. — Distribuzione della « vulcanicità » attuale sulla superficie della Terra. — Le zone rosse indicano la posizione dei vulcani attivi, e, di più, colla diversa larghezza, la frequenza e la forza delle eruzioni.

INDICE DELLE FIGURE

ERRATA-CORRIGE

Pag.					
Pag.	1 lin.	6	tutti	*si legga*	tutte
»	17 »	16	Peck	»	Penck
»	57 fig.	18	Niuafooe	»	Niuafoou
»	110 »	34	parete	»	parte
»	127 lin.	25	dal	»	del
»	131 »	36	framenti	»	frammenti
»	146 fig.	50	32 Pik Rakata	»	832 m. Pik Rakata
»	291 »	76	ondo	»	fondo
»	292 nota	(3)	cratericea	»	craterica